

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

**INTERCOMPARAISON DE TROIS MODÈLES DYNAMIQUES CANADIENS
DE PRÉVISION NUMÉRIQUE SAISONNIÈRE DU CLIMAT**

**MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE**

**PAR
HATEM YAZIDI**

Juin 2006

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement n°8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je voudrais tout d'abord remercier Gilbert Brunet et René Laprise pour avoir rendu possible ce travail de maîtrise ainsi que pour la qualité de leur encadrement scientifique de mes recherches et la confiance qu'ils m'ont témoignée.

Je remercie, également, Normand Gagnon et Juan-Sébastien Fontecilla pour les divers échanges qui ont enrichi mon travail.

Un grand merci à toute l'équipe du Centre de Modélisation Régionale du Climat Canadien (MRCC) pour leurs contributions diverses.

Je ne dois pas non plus passer sous silence l'aide financière du Réseau canadien de recherche en la variabilité du climat (CLIVAR), dirigé par le professeur J. Derome et financée par le CRSNG et CFCAS.

Enfin, je tiens à remercier toutes celles et tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont aidé pendant ces années et avec qui j'ai passé de très bons moments.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	xi
RÉSUMÉ	xii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I La prévision numérique du climat à l'échelle saisonnière	5
1.1 Introduction.....	5
1.2 Le principe de la prévision saisonnière	5
1.3 Expériences réalisées dans le contexte de prévisions saisonnières numériques du climat.....	8
1.3.1 PROVOST (A European Programme on PRediction Of climate Variation On Seasonal and interannual Timescales); Doblas-Reyes et al. (2001)	8
1.3.2 Prévision dynamique saisonnière (DSP); Shukla et al. (2000).....	9
1.3.3 DEMETER (Development of a European Multi-Model Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction); Palmer et al. (2000)	12
1.3.4 Expérience de prévision historique saisonnière HFP (Historical Forecast Project); Derome et al. (2001).....	13
1.4 Résumé.....	15

CHAPITRE II Présentation des trois modèles	17
2.1 Introduction.....	17
2.2 Présentation des trois modèles.....	17
2.2.1 Le modèle Global Environnemental à Multi-échelles : GEM	17
2.2.2 Le modèle spectral à éléments finis : SEF	19
2.2.3 Le modèle canadien de circulation générale de seconde génération GCM2 ..	20
2.3 Méthodologie	22
2.3.1 Application de l'opérateur moyen et prévision d'ensemble	22
2.3.2 Validation des résultats.....	23
2.4 Résumé.....	25
 CHAPITRE III Résultats	 26
3.1 Introduction.....	26
3.2 Présentation des résultats.....	27
3.2.1 Évaluation de l'habileté des modèles à prévoir les conditions saisonnières..	27
3.2.1.1 Géopotential à 500 hPa (GZ500).....	30
3.2.1.2 Température à 850 hPa (TT850).....	39
3.2.1.3 Épaisseur hydrostatique 500-1000 hPa (DZ100).....	44
3.2.1.4 Les précipitations.....	49
3.2.2 Évaluation de la sensibilité de nos modèles aux conditions de surfaces de l'océan pacifique.....	53
3.3 Discussions	61
3.4 Résumé.....	65

CONCLUSION	67
APPENDICE A	72
APPENDICE B	74
APPENDICE C	76
LISTE DES RÉFÉRENCES.....	80

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
I.1 Pertes économiques subies par quelques pays suite à l'événement El Niño 1982-1983. Tirée du site Internet : www.pmel.noaa.gov	2
1.1 Coefficients de corrélation entre les anomalies du géopotential à 500 hPa calculé sur l'hémisphère Nord en fonction de l'échéance de prévision. La zone hachurée correspond à l'intervalle de confiance de 95% d'une prévision aléatoire. Tirée de Déqué (2003).	6
1.2 Moyenne des corrélations du GZ500 calculée durant les quatre saisons (djf, mam, jja et son). Le score est calculé au-dessus de l'Amérique du nord. Adaptée de Derome et al. (2001).	15
2.1 Schéma descriptif des prévisions d'ensembles effectuées par les trois modèles. Le terme «s» représente le numéro de la simulation; «t» représente l'année de la simulation.	23
3.1 Corrélations temporelles entre les données de géopotential à 500 hPa (GZ500) ré-analysées (NCEP/NCAR) durant l'hiver (djf) et la première composante principale (EOF1) de la SST du Pacifique observées, calculée durant le mois de novembre. Période de calcul : 26 années (1969-1994). Tiré de Derome et al., 2001.....	29
3.2 Moyenne globale des corrélations temporelles entre les anomalies saisonnières de géopotential à 500 hPa (GZ500) ré-analysées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : multimodèles, GEM, GCM2 et SEF. Les corrélations sont calculées sur une période de 26 années (1969-1994).	31
3.3 Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotential à 500 hPa (GZ500) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et multimodèles durant la saison djf. Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.....	35

3.4	Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et multimodèles durant la saison jfm. Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.....	36
3.5	Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) prévues par le modèle GEM et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison jfm (1969-1994). Région de PNA....	37
3.6	Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) prévues par le modèle GCM2 et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison jfm (1969-1994). Région de PNA....	37
3.7	Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) prévues par le modèle SEF et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison jfm (1969-1994). Région de PNA....	37
3.8	Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) prévues par le multimodèles et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison jfm (1969-1994). Région : est du Pacifique/Amérique du Nord.....	38
3.9	Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et le multimodèles pour la saison mjj (1969-1994). Région de l'Afrique de Nord.	38
3.10	Moyenne globale des corrélations des anomalies de la température à 850 hPa (TT850) observées et celles prévues par : multimodèles, GEM, GCM2 et SEF. La moyenne est calculée pour toutes les saisons. Les corrélations sont calculées sur une période de 26 années (1969-1994).	39
3.11	Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et multimodèles durant la saison fma. Les valeurs prescrites en bas dans la légende de chaque carte représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.....	42
3.12	Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) prévues par le modèle GEM et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison fma (1969-1994). Région de PNA.....	43

3.13	Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) prévues par le modèle GCM2 et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison fma (1969-1994). Région de PNA.....	43
3.14	Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) prévues par le modèle SEF et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison fma (1969-1994). Région de PNA.....	43
3.15	Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) prévues par le multimodèles et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison fma (1969-1994). Région de PNA.....	44
3.16	Moyenne globale des corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : multimodèles, GEM, GCM2 et SEF; calculée pour toute les saisons. Les corrélations sont calculées sur une période de 26 années (1969-1994).	44
3.17	Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et multimodèles durant la saison amj. Les valeurs prescrites en bas dans la légende de chaque carte représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.....	46
3.18	Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique calculé entre 500-1000 hPa (DZ1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et multimodèles durant la saison amj. Région PNA.....	47
3.19	Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par: GEM, GCM2, SEF et multimodèles durant la saison jfm. Région PNA.	48
3.20	Moyenne globale des corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : multimodèles, GEM, GCM2 et SEF; calculée pour toute les saisons : djf,mam,jja et son. Les corrélations sont calculées sur une période de 26 années (1969-1994).....	49

- 3.21 Corrélations temporelles entre les anomalies de champ des précipitations (PR0) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et multimodèles durant la saison mam (mars, avril, mai). Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées. 52
- 3.22 Pourcentage de surface du globe dont le coefficient de corrélation du géopotentiel à 500 hPa (GZ500) est statistiquement significatif (5%); calculé durant les saisons : a) djf (décembre, janvier, février); b) mam (mars, avril, mai); c) jja (juin, juillet, août); d) son (septembre, octobre, novembre); e) jf (janvier, février); f) am (avril, mai); g) ja (juillet, août); h) on (octobre, novembre). Les rectangles en couleur bleue représente les vingt six années de simulations, celles en couleur mauve représentent les années EPSO et celles en couleur jaune représentent les années NEPSO. 57
- 3.23 Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le multimodèles durant la saison jf; calculées sur la période : a) les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO. Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées..... 58
- 3.24 Pourcentage de surface du globe dont le coefficient de corrélation des précipitations (PR0) est statistiquement significatif (5%); calculé durant les saisons: a) djf (décembre, janvier, février); b) mam (mars, avril, mai); c) jja (juin, juillet, août); d) son (septembre, octobre, novembre); e) jf (janvier, février); f) am (avril, mai); g) ja (juillet, août); h) on (octobre, novembre). Les rectangles en couleur bleue représente les vingt six années de simulations, celles en couleur mauve représentent les années EPSO et celles en couleur jaune représentent les années NEPSO..... 60
- 3.25 Corrélations temporelles entre le champ des précipitations (PR0) de Xie Arkin et celles prévues par le multimodèles durant la saison am (avril, mai); calculées sur la période : a) 15 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO. Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées..... 61

1	Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le multimodèles durant la saison djf; calculées sur la période: a) toutes les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO.....	75
2	Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le multimodèles durant la saison mam; calculées sur la période: a) toutes les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO.....	76
3	Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le multimodèles durant la saison djf; calculées sur la période: a) toutes les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO.....	77
4	Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le <i>multimodèles</i> durant la saison <i>mam</i> ; calculées sur la période: a) toutes les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO.....	78

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Caractéristiques des différents modèles utilisés dans l'expérience DSP. Adapté de Shukla et al. (2000)	11
2.1 Structure générale des différents modèles	21
3.1 Tableau de classification des années EPSO et NEPSO. Tirée de Derome et al. (2001).	54

RÉSUMÉ

Le principal objectif de ce mémoire consiste en l'évaluation de trois modèles dynamiques canadiens de prévision numérique saisonnière du climat.

Ayant conscience de l'influence de l'océan sur la qualité des prévisions numériques saisonnières nous vérifierons au cours de ce travail l'hypothèse de base suivante : la persistance de l'anomalie de la température de la surface de l'océan Pacifique (SSTA) communique à l'atmosphère un certain degré de prévisibilité. Afin de vérifier cette hypothèse un ensemble de vingt-six années de simulations effectuées par chacun des modèles a été étudié. Ensuite, pour tenter d'améliorer la qualité des prévisions saisonnières, nous avons calculé la moyenne d'ensemble des trois modèles. Nous appellerons désormais cette technique *multimodèle*.

Pour estimer la réponse de chacun des modèles aux effets du forçage de l'océan nous avons commencé par séparer les années prévues en deux catégories : les années caractérisées par une forte SSTA (années EPSO) et celles caractérisées par une faible SSTA (années NEPSO). Ensuite, nous avons étudié la prévision des modèles des deux derniers mois de la saison. Ceci nous permet de distinguer l'influence des conditions aux limites.

Nos résultats montrent que durant les saisons d'hiver et printemps boréales les trois modèles ainsi que le *multimodèle* semblent bien reproduire les patrons de la circulation dynamique au sein de l'atmosphère (GZ500). On peut également y voir un potentiel pour l'amélioration de la qualité des prévisions à longue échéance. En outre, nous avons remarqué que la région tropicale est généralement mieux prévue par les modèles que les extra-tropiques.

Enfin, nous avons remarqué que les modèles présentent une habileté à prévoir les champs atmosphériques au-dessus de certaines régions du globe en dehors des tropiques. Parmi ces régions nous citons le Pacifique Nord/Amérique du Nord dans le cas de GZ500 et la route des dépressions du Pacifique «Storm Track» dans le cas des précipitations. Le «Storm Track» du Pacifique influence le climat de l'est de l'Asie ainsi que celui de l'Amérique du Nord. L'habileté de nos modèles à prévoir le «Storm Track» du Pacifique n'avait pas été observée dans des études précédentes.

PRÉVISION NUMÉRIQUE SAISONNIÈRE MOYENNE D'ENSEMBLE

INTRODUCTION

Les inondations, la sécheresse, les cyclones tropicaux ainsi qu'extra-tropicaux perturbent l'existence de millions de personnes et désorganisent l'économie des pays touchés (figure 1). Pour minimiser les pertes engendrées par ces perturbations plusieurs pays développent des moyens de prévisions à long terme. Afin d'exécuter cette tâche les centres météorologiques internationaux font appel à la modélisation numérique (Madden, 1976; Shukla 1981; Shukla et Gutzler, 1983; Miyakoda et al., 1986; Van den Dool, 1994 et Kumar et al., 1996).

Madden (1976), Shukla et Gutzler (1983) ont mentionné qu'au-dessus de certaines régions du globe l'état moyen mensuel de l'atmosphère admet une variabilité prévisible. Harzallah et Sadourny (1995) ont mentionné que l'habileté des modèles de prévision saisonnière découle de cette variabilité. Celle-ci est définie comme la somme de deux composantes : une composante interne et une composante externe. La première composante est liée à la dynamique propre de l'atmosphère non prévisible (bruit) alors que la deuxième composante découle de l'influence d'un forçage externe, ou, provenant des interactions avec les autres composantes du système climatique (voir ex.: Peixoto et Oort, 1992); celle-ci est potentiellement prévisible par les modèles. Dix et Hunt (1995) ont précisé que cette variabilité externe est potentiellement influencée par les mécanismes de forçage issu des océans comme le dégagement des flux de chaleurs sensibles et latentes. Ils ont montré que la persistance de l'anomalie de la température de la surface de la mer (SSTA) affecte significativement les conditions atmosphériques via le phénomène de téléconnexion globale. Plus récemment, Derome et al. (2001) ont suggéré que l'initialisation des modèles à partir des données observées induit à une réponse plausible lors des premières semaines de la prévision (typiquement deux). Ils ont rajouté que toute autre

amélioration des prévisions observée au-delà de cette période sera essentiellement attribuée aux effets du forçage océanique.

Notre travail s'inspire de l'expérience de prévisions saisonnières historiques (HFP) (Derome et al., 2001). Ce projet avait pour objectif la compréhension de la variabilité du climat sur une échelle saisonnière. Dans celui-ci deux modèles dynamiques canadiens de prévisions saisonnières du climat ont été utilisés. Dans notre projet, nous allons désormais utiliser trois modèles dynamiques. Le troisième modèle est la dernière création de l'équipe de la Direction de la Recherche en Météorologie (DRM) du Centre Météorologique Canadien (CMC) : le modèle global environnemental à multi-échelle (GEM)-(Côté et al., 1998).

Notre projet représente un grand intérêt pour les concepteurs canadiens des trois modèles puisqu'il leur permet une meilleure estimation de l'habileté des modèles à prévoir les anomalies saisonnières des variables atmosphériques de bases.

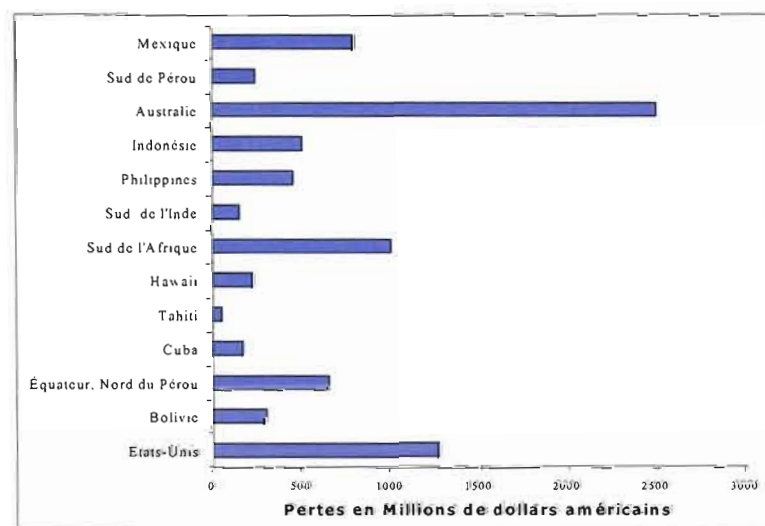


Figure I.1: Pertes économiques subies par quelques pays suite à l'événement El Niño 1982-1983.

Tirée du site Internet : www.pmel.noaa.gov

Nous avons bénéficié des résultats de simulations d'une série d'ensembles de prévisions saisonnières qui couvrent une période de 26 années de 1969 à 1994; six prévisions sont produites avec chaque modèle. Ces intégrations sont initialisées avec des conditions atmosphériques décalées de six heures entre elles. Sont alors prescrits aux modèles, la température de la surface de l'océan (SST), la couverture de neige (CIT), les champs globaux de vent, de la température, de la pression, et de l'humidité. Les données de la SST ainsi que les données CIT sont issues de la base de données GISST2.2 (Parker et al., 1995) alors que les données des autres champs atmosphériques sont issues de la base des données NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996).

Vu la grande inertie thermique de l'océan, la variation de l'anomalie de sa température de surface varie peu à l'échelle saisonnière. Lors des intégrations de nos modèles la SSTA a été maintenue constante tout le long de la période de la prévision.

En post-traitement, pour tenter d'améliorer la qualité de la prévision finale, la combinaison des trois modèles a été réalisée en utilisant une moyenne normalisée (la moyenne de chaque modèle est divisée par son écart-type inter-annuel) pour donner le système *multimodèle*.

L'analyse statistique utilisée dans ce mémoire consiste en le calcul des corrélations temporelles entre les données d'anomalies ré-anlysées du NCEP/NCAR et celles prévues par les modèles. Les anomalies sont définies par la déviation de la moyenne climatologique de chacun des modèles de la moyenne de la saison prévue et sont normalisées par les écarts types respectifs.

Dans le chapitre I nous présentons l'état des connaissances de la prévision numérique saisonnière ainsi que quelques expériences réalisées dans ce contexte. Le chapitre II, quant à lui, il contient une brève description de chacun de nos modèles ainsi que notre méthodologie de travail. Enfin, dans le troisième chapitre de ce

mémoire nous évaluerons le degré de fiabilité des trois modèles à reproduire l'évolution temporelle des variables atmosphériques de base. Ces variables sont : la circulation dynamique de l'atmosphère à haute altitude (GZ500), la température à 850 hPa (TT850), l'épaisseur hydrostatique (DZ1000), et les précipitations (PR0). En outre dans ce chapitre nous montrerons les résultats d'analyse de l'influence des conditions aux limites océaniques sur les prévisions de nos modèles. Pour effectuer ce travail, nous avons subdivisé les vingt six années prévues en deux classes. La première classe représente les années caractérisées par une forte anomalie de la température de la surface de l'océan Pacifique (SSTA); baptisées années EPSO. La deuxième classe représente les années caractérisées par une faible anomalie de la température de la surface de l'océan pacifique; baptisées années NEPSO. En outre, afin de distinguer l'influence des conditions initiales de celles aux limites sur la qualité de nos prévisions, nous présentons dans ce chapitre les résultats de prévision des deux derniers mois des saisons prévues.

Enfin, nous proposerons de discuter dans ce mémoire les trois questions suivantes :

- Avec quel degré de confiance les trois modèles pourront prévoir la réponse saisonnière de l'atmosphère aux forçages océaniques ?
- Jusqu'à quel point l'anomalie de la température de surface de l'océan influence t-elle la qualité des prévisions numériques saisonnières de nos modèles ?
- Est ce que la technique de *multimodèle* représente mieux les conditions saisonnières ?

CHAPITRE I

La prévision numérique du climat à l'échelle saisonnière : état des connaissances

1.1 Introduction

Dans ce chapitre nous focalisons notre attention sur le concept de la prévision numérique saisonnière du climat. Nous commençons par introduire l'état de l'art de la prévision numérique saisonnière. Nous répondrons ainsi à la question suivante : qu'elle est l'intérêt pratique de faire une moyenne saisonnière?

Dans la deuxième partie du chapitre nous présentons quelques travaux réalisés dans le contexte des prévisions numériques saisonnières. Ces travaux permettent d'ouvrir une fenêtre sur les travaux réalisés dans le contexte de la prévision à longue échéance.

1.2 Le principe de la prévision saisonnière

L'état de l'atmosphère est régi par des fluctuations chaotiques importantes. Ainsi, à cause de ces fluctuations, les variations du temps météorologique ne sont pas totalement prévisibles. La conséquence d'un tel comportement est la difficulté d'obtenir à partir de la valeur instantanée d'une variable météorologique une prévision déterministe fiable au-delà d'une période estimée entre 7 et 10 jours.

Pour faire des prévisions saisonnières les spécialistes du climat ont opté pour la distribution statistique des états atmosphériques sur un laps de temps donné (dans

notre cas une saison) plutôt qu'utiliser des valeurs instantanées. Pour mieux illustrer ce propos, on considère un critère de prévisibilité qui est communément employé en météorologie : le coefficient de corrélation entre l'anomalie - déterminée à partir d'une valeur instantanée - observée sur l'hémisphère Nord de la hauteur de géopotential à 500 hPa et celle prévue (Déqué, 2003).

La figure (1.1) montre l'évolution temporelle de la corrélation calculée pour une série de 15 prévisions d'hiver lors de l'expérience Provost (Doblas-Reyes et al., 2001). Dans le cadre de cette expérience on peut aisément observer la chute de prévisibilité en fonction de l'échéance. Celle-ci a atteint quasiment zéro au-delà de 20 jours. D'autre part, une deuxième expérience dans le cadre du même projet (Provost) a été réalisée avec des moyennes saisonnières a dévoilé que le coefficient de corrélation a atteint 0,10.

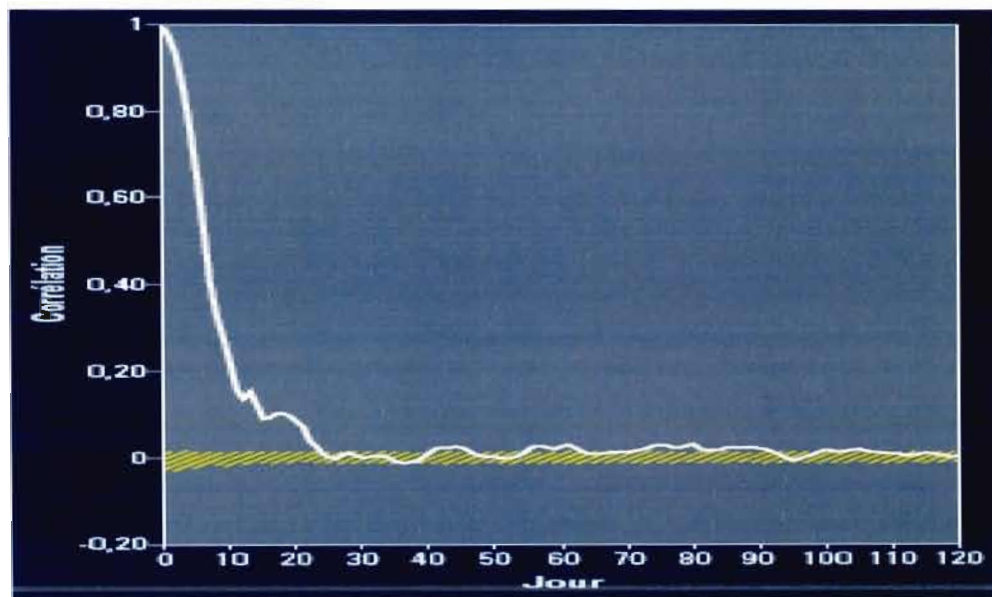


Figure 1.1: Coefficients de corrélation entre les anomalies du géopotential à 500 hPa calculé sur l'hémisphère Nord en fonction de l'échéance de prévision. La zone hachurée correspond à l'intervalle de confiance de 95% d'une prévision aléatoire. Tirée de Déqué (2003).

Donc, au premier abord, il semblerait que l'utilisation de la moyenne saisonnière au lieu d'une prévision déterministe instantanée a étendu la durée de prévisibilité. Une tentative d'expliquer ce phénomène tient principalement aux limites océaniques et à celle des conditions initiales des variables évoluant lentement, comme l'humidité du sol profond ou la couverture de neige. Mais ces dernières variables sont encore trop mal observées pour que leur influence sur la prévisibilité puisse être évaluée quantitativement. C'est surtout l'océan qui joue un rôle clé à cause de sa grande inertie thermique et mécanique (Horel et Wallace, 1981; Trenberth et al., 1998; Zwiers et al., 2000, Derome et al., 2001). Celui-ci communique à l'atmosphère un certain degré de prévisibilité dont l'échéance est de quelques mois.

L'application de la moyenne temporelle saisonnière filtre une partie des fluctuations erratiques et permet de distinguer la partie de réponse du modèle aux forçages océaniques, qui a plus de chances de ressembler à la vraie réponse au forçage réel. On pourrait augmenter la période de moyenne, mais la prévision perdrait en intérêt, et sa qualité se dégraderait, du fait que l'océan perd lui aussi progressivement sa prévisibilité. S'il y a un signal issu de l'ENSO (anomalie observée de la température de surface de l'océan Pacifique - SSTA), il sera mieux capté par les prévisions saisonnières que celles instantanées.

D'autres issues découlant de l'application de l'opérateur moyen consistent à répéter les prévisions en perturbant les conditions initiales et/ou aux limites des modèles, et ensuite calculer la moyenne globale de toutes les intégrations. Cette méthode est appelée : la prévision d'ensemble. Dans les prochains paragraphes nous proposons de mieux illustrer cette technique ainsi que le concept de prévisions numériques saisonnières du climat au moyen de quelques expériences internationales.

1.3 Expériences réalisées dans le contexte de prévisions saisonnières numériques du climat

1.3.1 PROVOST (A European Programme on PRediction Of climate Variation On Seasonal and interannual Timescales); Doblas-Reyes et al. (2001)

Le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT, en anglais ECMWF) a lancé en 1994 une initiative pour retraiter les données d'observations de la période 1979-1993 (15 années), intitulée les ré-analyses ERA15.

Dans le projet Provost, les données ERA15 ont servi de conditions initiales atmosphériques, de conditions aux limites océaniques et de données de vérifications. Afin de produire des prévisions saisonnières quatre modèles atmosphériques ont été utilisés :

- Arpège (Action de recherche petite échelle grande échelle, Météo-France) de résolution : T42L31¹;
- IFS (System de prévision intégrer, CEPMMT) de résolution : T63L31;
- Modèle unifié (bureau météorologique britannique) de résolution horizontale : 2,5° x 3,75° et verticale L19;
- Arpège à plus haute résolution horizontale, EDF (Électricité de France) : T63L19.

Pour chaque année, quatre prévisions sont effectuées (une pour chaque saison). À chaque prévision, un ensemble de neuf intégrations a été réalisé à partir de conditions initiales décalées de 24 heures. En outre, l'approche *multimodèle*, i.e. la moyenne des résultats des intégrations des quatre modèles utilisés, a été évaluée.

¹ T : nombre d'ondes (fait référence à la résolution horizontale).

L : nombre de niveaux à la verticale.

Dans cette expérience l'incertitude sur les conditions aux limites n'est pas prise en compte car les 36 simulations effectuées font appel aux mêmes températures de surface de la mer (SST).

Des corrélations linéaires entre les anomalies observées et prévues du géopotentiel à 500 hPa (GZ500) ont été calculées. Ces calculs ont été effectués durant la saison d'hiver boréal sur deux régions : l'hémisphère Nord (HN; latitude 20°N - 80°N , longitude 0° - 360°) et l'Europe (EU; latitude 35°N - 75°N , longitude 13°W - 43°E).

Les auteurs ont noté que les corrélations calculées au-dessus de l'hémisphère Nord sont généralement plus élevées que celles caractérisant l'Europe. Ils ont attribué cette différence aux perturbations de sous échelle (locales) qui ne sont pas nécessairement bien reproduites par les modèles. Celles-ci engendrent un important biais entre les différents membres de chaque modèle et impliquent une dégradation de la qualité de la prévision finale, i.e., la moyenne de tous les membres. En outre, ils ont trouvé que les modèles prévoient différemment le champ de la température à 850 hPa (T850); ils sont attribués cette différence à l'utilisation des schémas numériques qui diffèrent d'un modèle à un autre comme les schémas de surface.

Lors de ces expériences les auteurs ont montré que le *multimodèle* présente, en générale, une meilleure corrélation par rapport aux autres modèles individuellement.

Dans le prochain paragraphe nous présentons une autre expérience réalisée dans le contexte de la prévision numérique saisonnière du climat.

1.3.2 Prévision dynamique saisonnière (DSP); Shukla et al. (2000)

Une expérience similaire à « Provost » a été menée aux États-Unis avec cinq modèles - dix années de simulations de 1983 à 1993 - baptisée : prévisions

dynamiques saisonnières (Dynamical Seasonal Predictions; Shukla et al., 2000). Cette expérience a été réalisée uniquement pour les cas d'hiver (janvier, février et mars).

Cinq centres de recherches américains ont participé avec leur modèle dans ce projet (voire tableau 1.1), à savoir :

- Le centre national de recherche en atmosphère (NCAR),
- Le centre des études de l'océan, des processus terrestres et de l'atmosphère (COLA),
- Goddard Space Flight Center (GSFC),
- Le centre national des études environnementalistes (NCEP),
- Le laboratoire des études en géophysiques (GFDL)

Ainsi que,

- Le centre européen de prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT).

Comme dans le cas de l'expérience Provost, l'objectif de ce projet a été de vérifier le potentiel prédictif des modèles de prévisions numériques saisonnières.

Les résultats de l'expérience DSP ont montré que durant les années ENSO la qualité des prévisions des modèles est meilleure. En particulier, ceci étant observé au-dessus de la région nord-est du Pacifique/Amérique du Nord.

Afin d'expliquer leurs observations dans l'expérience DSP les auteurs ont calculé la variance. Ils ont définis la variance global comme étant la déviation de la moyenne saisonnière d'ensemble d'une année x de la moyenne d'ensemble totale représentative de toute la période d'analyse. Celle-ci est, selon les auteurs, caractérise la partie prévisible induite par le forçage océanique, alors que la déviation de la moyenne saisonnière d'une intégration par rapport à la moyenne des intégrations représente la dynamique interne de l'atmosphère qualifiée comme imprévisible. Les auteurs ont montré par la suite que la variance interne du climat simulé (bruit) est beaucoup moins élevée au-dessus des tropiques qu'au niveau des extra-tropiques. Ils

ont relié la performance de leurs modèles à prévoir les anomalies saisonnières des variables atmosphériques aux conditions de la surface de l'océan. En ce sens, les auteurs ont montré que la variance externe (signal) est plus importante lors des années EPSO (années caractérisées par une SSTA élevée : 1983, 1985, 1987, 1989, 1992) que par rapport aux années NEPSO (années caractérisées par une SSTA faible : 1984, 1986, 1988, 1990, 1991, 1993). En outre, leurs résultats montrent que les régions de l'Amérique du Nord sont bien prévues par leurs modèles durant les années EPSO.

Les auteurs ont noté une certaine différence entre les résultats de leurs modèles. Ils ont attribués cette différence au fait que les modèles génèrent différentes sources de chaleur diabatiques pour une même anomalie de la température de la surface de l'océan (SSTA) et donc différentes réponses (locales et à distance) pour une unique source de chaleur diabatique. En outre, ils expliquent que ces sources de chaleurs diabatiques sont influencées par la variabilité transitoire de chacun des modèles.

Tableau 1.1: Caractéristiques des différents modèles utilisés dans l'expérience DSP. Adapté de Shukla et al. (2000).

Institution	Résolution	Années de simulations	Nombres d'intégrations
NCAR	T42, L19	1928-97	10
COLA	R40, L18	1982-98	9
GSFC	2°Lat x 2.5°Long, L43	1981-95	9
GFDL	T42, L28	1980-96	10
NCEP	T62, L28	1983-96	5
CEPMMT	T63, L31	1980-93	9

1.3.3 DEMETER (Development of a European Multi-Model Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction); Palmer et al. (2000)

Demeter est un projet européen, mis en œuvre par le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT), qui représente la continuité de «Provost». L'idée fondamentale du projet est d'utiliser la nouvelle ré-analyse ERA40 (quarante années de données d'observations) du CEPMMT, et surtout de faire appel aux données de simulations de sept modèles couplés implantés sur une même machine de calcul (le calculateur de CEPMMT). Les participants au projet, avec la résolution et le nombre de niveaux du modèle sont :

- Le centre européen de recherche et d'études avancées en calcul scientifique, France (CERFACS) : T63L31 (composante atmosphérique) et 2x2- L31 (composante océanique);
- CEPMMT: T95L40 (composante atmosphérique) et 1,4x0,3-1,4 L29 (composante océanique);
- Institut National de géophysique et études des volcans, Italie (INGV) : T42L19 (composante atmosphérique) et 2x0,5-1,5 L31 (composante océanique);
- Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, France (LODYC) : T95L40 (composante atmosphérique) et 2x2 L31 (composante océanique);
- Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, France : T63L31 (composante atmosphérique) et 182x152P-L31 (composante océanique);
- Office Météorologique Britannique (Met Office) : 2.5x3.75 L19 (composante atmosphérique) et 1.25x0.3-1.25 L40 (composante océanique);
- Institut de météorologie Max-Planck, Allemagne (MPI) : T42L19 (composante atmosphérique) et 2.5x0.5-2.5 L23 (composante océanique).

Afin d'évaluer la qualité de prévisions saisonnières, un ensemble de neuf simulations de six mois a été réalisé avec chaque modèle. La combinaison des résultats des sept modèles a donné lieu un seul système : *multimodèle*.

Les résultats reflètent l'habileté des modèles à prédire la circulation globale. Dans ce projet deux régions ont été étudié : le nord-est de l'océan Pacifique/Amérique du Nord et l'Atlantique Nord. Ces résultats présentent une certaine similarité avec celles des autres expériences. Elles montrent qu'en général le *multimodèle* est plus habile à prévoir les conditions saisonnières de la circulation atmosphérique. Par ailleurs, certains modèles comme celui de Météo-France ou LODYC montrent un meilleur score. Les auteurs ont mentionné que cette différence est directement liée aux incertitudes inhérentes à la prévision de la température de la surface de l'océan (SST) par chacun des modèles, i.e., le formalisme numérique de chacun d'eux. Les modèles qui prévoient un SST en concordance avec la réalité observée sont les plus performants.

Enfin, les auteurs ont observé une amélioration des performances du *multimodèle* qui est, en général, représente une meilleure corrélation avec les réanalyses comparativement aux résultats des autres modèles prises individuellement.

1.3.4 Expérience de prévision historique saisonnière HFP (Historical Forecast Project); Derome et al. (2001)

Au Canada, le développement d'un modèle de circulation générale du climat a débuté vers le milieu des années 1970 (Boer et McFarlane, 1979). Les fondements de celui-ci proviennent d'un modèle spectral de prévisions météorologiques (Daley et al., 1976). À la configuration originale du modèle ont été graduellement ajoutées : les paramétrisations physiques nécessaires à la simulation de la circulation générale. Ce

modèle fut baptisé : modèle de circulation générale canadien de première génération (GCM1).

Le modèle avait une résolution horizontale d'environ 625 Km et utilisait dix niveaux verticaux.

L'innovation introduite dans la configuration de ce modèle par rapport aux autres MCG consiste en l'introduction d'une paramétrisation du transport de quantité de mouvement par le biais des ondes de gravité de sous échelles se propageant à la verticale (McFarlane, 1987).

Les paramétrisations introduisent permettent d'améliorer significativement la simulation du courant-jet. Dans l'expérience HFP la deuxième version du MCG canadien (GCMII) a été utilisée. Au fil des années, d'autres modèles de circulation globaux ont été créés dans les centres de recherches au Canada. Parmi eux, nous citons le modèle de prévisions météorologiques SEF (modèle spectral à éléments finis) qui a été conçu par le centre de Recherche en Prévision numérique (RPN).

La mise à disposition d'un outil de travail aussi performant (les deux modèles GCMII et SEF) a permis de réaliser le projet de prévision saisonnière historique (HFP)-(Derome et al., 2001). La figure (1.2) représente une partie des résultats du projet HFP : la moyenne des corrélations du champ de circulation dynamique (GZ500) calculées au-dessus de l'Amérique du Nord. Il est à noter que dans ces expériences les valeurs de corrélations sont considérées significativement différents de zéro lorsqu'elles dépassent le seuil statistique déterminé avec la loi de Student avec un niveau de confiance de 95 %. Compte tenu de la taille d'échantillon (vingt six années) les corrélations plus grandes que le seuil positif (0.33) ou plus faibles que le seuil négatif (-0.33) sont considérées statistiquement significatives

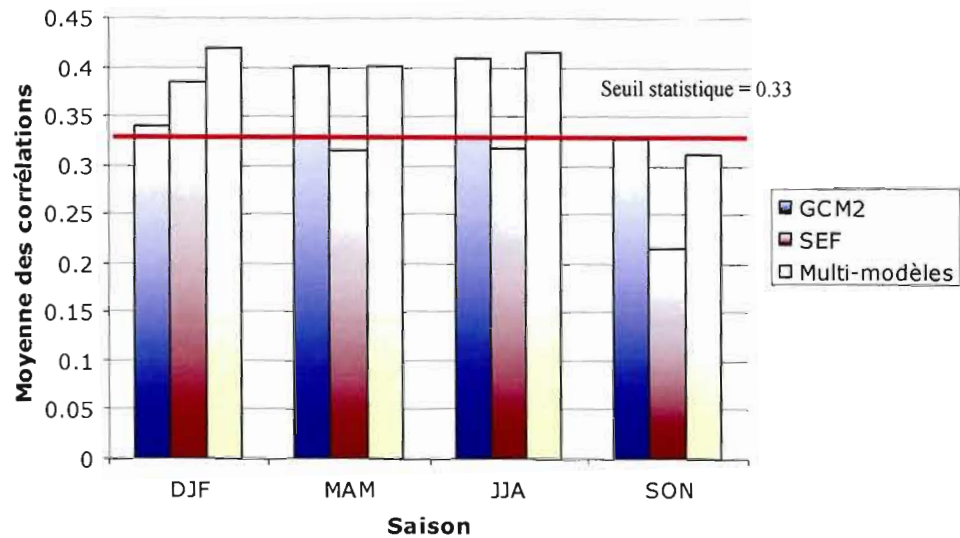


Figure 1.2: Moyenne des corrélations du GZ500 calculée durant les quatre saisons (*djf*, *mam*, *jja* et *son*). Le score est calculé au-dessus de l'Amérique du nord. Adaptée de Derome et al. (2001).

De façon analogue aux autres expériences réalisées dans le même contexte les auteurs ont noté quelques différences entre les modèles à prévoir les conditions saisonnières. Leur habileté change d'une saison à une autre. Nous remarquons aussi que, dans le cas où les corrélations sont significatives, le *multimodèle* représente le plus haut degré de prévisibilité.

1.4 Résumé

Dans ce chapitre nous avons commencé par présenter le principe de la prévision saisonnière. Nous avons mentionné, en se basant sur un exemple concret, que l'application de l'opérateur moyenne saisonnière au lieu d'une prévision déterministe instantanée étend la durée de prévisibilité. Ensuite, nous avons exposé l'état de l'art

de la prévision numérique saisonnière au moyen d'une série d'expériences internationales réalisé dans le contexte des prévisions numériques saisonnières du climat. Celles-ci nous ont montrées :

- qu'en général le *multimodèle* est le meilleure à prévoir les champs de variables atmosphériques,
- que la qualité des prévisions saisonnières est significativement améliorée lors des années EPSO, en particulier celles qui touchent la région du nord-est du Pacifique/Amérique du Nord,
- que la différence des prévisions des modèles d'une même variable atmosphérique peut être attribuée aux formalisme numérique utilisé (ex.: le schéma de surface).

Les modèles de prévision sont donc devenus un outil important pour prévoir et expliquer ces constatations. Dans le prochain chapitre nous présenterons brièvement les trois modèles utilisés dans cette étude ainsi que notre méthodologie de travail.

CHAPITRE II

Présentation des trois modèles et méthodologie

2.1 Introduction

Afin d'améliorer la qualité de leurs services les centres météorologiques internationaux ont mis l'accent sur la validation de leurs modèles ainsi que leurs développements.

Dans la section (2.2) de ce chapitre, nous décrivons brièvement les trois modèles utilisés dans notre étude. Ceux-ci reflètent la haute expertise canadienne dans le domaine des sciences du climat. Cependant, nous cherchons au moyen de cette présentation à introduire les caractéristiques de base des trois modèles. La section (2.3), quant à elle, présente notre méthodologie de travail ainsi que l'explication de notre technique de validation des résultats.

2.2 Présentation des trois modèles

2.2.1 Le modèle Global Environnemental à Multi-échelles : GEM

Durant plusieurs années, deux cycles opérationnels, un global et un régional, d'assimilation de données et de prévisions météorologiques ont été produits chaque jour au centre météorologique canadien (CMC)-(Côté et al., 1998).

La plupart des grands centres opérationnels de prévision météorologique numérique ont adopté la même stratégie.

Du fait de la stratégie en deux cycles, il a fallu maintenir, améliorer et optimiser simultanément deux ensembles de codes informatiques. Ceci demande un effort considérable pour la maintenance et le développement des codes indispensables pour entretenir cette stratégie. Ceci a incité les chercheurs d'Environnement Canada à consolider les systèmes de prévision et d'assimilation aux échelles régionale et globale en un cadre unique, souple et fiable, nommé GEM (acronyme de modèle Global Environnemental à Multi-échelles).

Dans le prochain paragraphe, nous introduisons brièvement les caractéristiques du modèle GEM (Côté et al., 1998).

La version du modèle utilisé dans cette étude avait une résolution spatiale de 1.8 degrés avec 50 niveaux verticaux.

Les équations du modèle GEM sont les équations primitives hydrostatiques forcées (Côté et al., 1998). En l'absence du forçage, elles régissent l'écoulement hydrostatique adiabatique, sans frottement, d'un fluide peu épais sur une sphère en rotation.

Les termes de sources, de puits et de redistribution figurants dans les équations du modèle sont souvent associés à des phénomènes d'échelle inférieure à la maille du modèle. Afin de représenter ces termes, le modèle GEM a été couplé à la physique unifiée du groupe de recherche en prévision numérique (RPN); on peut trouver une description détaillée du formalisme physique du modèle dans Mailhot et al. (1997). Ce couplage permet de bénéficier du paramétrage physique déjà testé et approuvé par l'ensemble des modélisateurs et physiciens du groupe de recherche en prévision numérique d'Environnement Canada (RPN). On retrouve ainsi la paramétrisation de certains phénomènes physiques de sous échelles tels que :

- Les flux turbulents de quantités de mouvement, de chaleur et d'humidité sur les terres, l'eau et la glace, fondés sur l'énergie cinétique turbulente pronostique;
- les effets de la couche de surface;
- le frottement des ondes de gravités;
- le rayonnement solaire et infrarouge avec ou sans interaction avec les nuages;
- la convection profonde et peu profonde;
- la condensation, et;
- les précipitations, incluant l'effet de l'évaporation.

Dans le prochain paragraphe nous présentons brièvement les caractéristiques du modèle SEF.

2.2.2 Le modèle spectral à éléments finis : SEF

SEF est l'acronyme du modèle spectral global de prévision à résolution uniforme (Ritchie et Beaudoin, 1994). C'est un modèle qui s'est développé conjointement aux modèles de points de grille. Dans ceux-ci on représente les champs définis sur la sphère terrestre au moyen d'une décomposition sur une base de fonctions orthonormées. Cette méthode, en plus de présenter une meilleure évaluation des vitesses de déplacement de certaines ondes, avait longtemps été utilisée dans les modèles à faible nombre de degrés de liberté en raison du coût élevé du calcul des coefficients de la décomposition pour les termes non linéaires. Avec l'avènement de l'algorithme de transformation de Fourier discrète rapide (Cooley et Tuckey, 1965), il s'est avéré beaucoup plus avantageux d'utiliser cette méthode qui consiste à calculer les termes non linéaires aux nœuds d'une grille intermédiaire (Orzag, 1970). Cette technique a rendu la méthode spectrale tout à fait compétitive, puisqu'elle a supplanté

la méthode en points de grille pour la mise au point des modèles planétaires au cours des années quatre-vingt.

Le modèle SEF compte parmi les modèles spectraux les plus évolués sur le plan international grâce à l'utilisation d'une nouvelle technique de traitement des équations mathématiques : le schéma semi-lagrangien, semi-implicite (Appendice B).

Enfin, le modèle comporte vingt trois niveaux verticaux et une troncature spectrale triangulaire avec 63 ondes longitudinales (T63L23).

La partie physique du modèle que nous avons choisi de décrire est celle concernant les processus de formation des nuages vue leurs influence sur la qualité des prévisions finales. La physique des processus de condensation est basée sur une version de schéma de Kuo (Kuo, 1965 et 1974) développé par Sundqvist (Sundqvist et al., 1989). Dans cette dernière version de KUO, le processus de stabilisation verticale résultant de la convection des cumulus est proportionnel à la convergence à grande échelle de l'évaporation et de l'humidité à la surface. Mais on permet à cet "ajustement" de se produire seulement en présence des couches caractérisée par une instabilité inconditionnelle profonde. Selon le modèle de nuage utilisé dans Kuo, les parcelles d'air de bas niveau sont soulevés et soumises à un test de la stabilité. Pendant la montée, les parcelles suivent le chemin adiabatique sec. Une fois que la saturation est atteinte elles suivent l'adiabatique saturé, légèrement modifié dans le cas de Geleyn par un paramètre d'entraînement. Les propriétés de nuage, c.-à-d., le l'humidité spécifique et la température virtuelle sont ceux des parcelles dont la montée a été décrite ci-dessus.

2.2.3 Le modèle canadien de circulation générale de seconde génération GCM2

Le développement d'une première version du modèle canadien de circulation générale (GCM1) a été réalisé vers le milieu des années soixante-dix à Toronto (Boer

et McFarlane, 1979), la formulation du modèle provient du modèle spectral (Daley *et al.*, 1976) au quelle furent ajoutées les paramétrisations physiques nécessaires à la simulation de la circulation générale. Le formalisme physique est décrit dans Boer *et al.*, (1984). En 1992, une nouvelle version du modèle a été développée (Boer *et al.*, 1992) : le modèle canadien de circulation général de deuxième génération GCMII.

Lors des dernières années le modèle a été utilisé dans plusieurs applications à l'échelle nationale ou internationale. Parmi ces applications nous citons le projet AMIP (projet d'intercomparaison des modèles de circulation globale)-(Slingo *et al.*, 1995). Le tableau ci contre résume les caractéristiques des trois modèles.

Tableau 2.1: Structure générale des différents modèles

	GCM2	SEF	GEM
Type	Modèle de circulation générale	Modèles de prévisions météorologiques	
Résolution	T32 - 10 niveaux verticaux	T63 - 31 niveaux verticaux	1,875° - 50 niveaux verticaux
Conditions initiales atmosphériques	NCEP/NCAR		
Conditions initiales océaniques	GISST 2.2		SMIP SST
Couverture de glace	<u>Glace de mer</u> : initialisée en utilisant les données observées du mois précédent la prévision et relaxée à la climatologie sur 15 jours <u>Couverture de glace</u> : Climatologie		
Couverture de neige	<u>Ligne de neige</u> : déterminée à partir des observations satellitaires une semaine avant le début de la prévision		
	Processus de surface	Pas de schéma de surface: les valeurs climatologiques sont déterminées à partir de la prévision	Force-restore

Schéma convectif	Kuo (Kuo, 1965 et 1974)	Ajusté (Manabe, 1997)	KUOSUN (Sundqvist et al., 1989)
Utilisation	Prévisions climatiques	Prévisions opérationnelles (10 jours)	
Développé par	CCCma	RPN	

2.3 Méthodologie

2.3.1 Application de l'opérateur moyen et prévision d'ensemble

Dans nos expériences, nous avons analysé les données de vingt six ans de simulations (1969-1994). Celles-ci sont effectuées par les trois modèles dynamiques canadiens introduits dans la section (2.2)

Lors de la réalisation des simulations la technique de prévision d'ensemble a été prise en compte. Chacun des trois modèles est intégré six fois, en imposant à chaque intégration un décalage temporel de six heures. Pour une échéance donnée (dans notre cas 90 jours), on obtient donc six états futurs (figure 2.1).

Afin de mieux estimer la réponse saisonnière des modèles chaque année est subdivisée en douze saisons (au lieu de quatre dans les expériences HFP) – où chaque mois de l'année est additionné aux deux mois qui le suivent pour former une saison. Vue le nombre total d'intégrations (six) chaque saison est donc prévue six fois, ensuite la moyenne de ces simulations est calculée en appliquant la formule (2.1). Par la suite, cette même opération est répétée 26 fois (nombre d'années de simulations) pour enfin calculer la moyenne finale présentée par la formule (2.2). Enfin, nous calculons la moyenne d'ensemble des prévisions des trois modèles pour tenter d'améliorer les prévisions finales.



Figure 2 1: Schéma descriptif des prévisions d'ensembles effectuées par les trois modèles. Le terme «s» représente le numéro de la simulation; «t» représente l'année de la simulation.

$$G_{t0} = \frac{1}{S} \sum_{s=1}^S G_{ts} \quad (2.1)$$

G représente la variable à analyser (ex.: GZ500), G_{ts} est la sième intégration effectuée pour une saison donnée lors de l'année t. G_{t0} est la moyenne de toutes les intégrations -au nombre de six- calculée à chaque année.

$$G_{00} = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T G_{t0} \quad (2.2)$$

G_{00} est la moyenne temporelle calculée sur vingt six ans de G_{t0} .

2.3.2 Validation des résultats

Dans notre étude, la qualité des modèles est mesurée par les corrélations temporelles des anomalies saisonnières sur 26 ans entre les anomalies prévues et les ré-analyses. Ici, le terme anomalie (eq. 2.3) représente la différence entre la moyenne saisonnière de la saison considérée (eq. 2.1) et la climatologie du modèle (eq. 2.2) normalisée par l'écart type. Le calcul de l'anomalie saisonnière revient à écarter l'effet non désiré des biais de la climatologie des modèles par rapport aux ré-analyses.

La corrélation est calculée au moyen la formule mathématique dite coefficient de corrélation de Pearson (eq. 2.4)-(Van Storch et Zwiers, 1999). Une corrélation près de 1 indique que les champs prévus varient en phase avec les champs observés. À l'inverse, une corrélation négative près de -1 démontre une anti-corrélation avec les observations (ex.: le champ prévu augmente, alors que le champ observé diminue).

$$Anomalie_t(G) = G_{t,0} - G_{00} \quad (2.3)$$

$$r = \frac{\sum_{t=1}^T [Anomalie_{t,mod}(G)] [Anomalie_{t,obs}(G)]}{\sqrt{\sum_{t=1}^T [Anomalie_{t,mod}^2(G)]} \sqrt{\sum_{t=1}^T [Anomalie_{t,obs}^2(G)]}} \quad (2.4)$$

$Anomalie_{t,mod}(G)$: anomalie du modèle

$Anomalie_{t,obs}(G)$: anomalie issue des ré-analyses

Avec un échantillon très grand, une corrélation près de zéro nous indique qu'il n'y a aucun lien entre la prévision et l'observation (aucune prévisibilité). Or, comme nous avons dans notre étude un échantillon de 26 années de prévisions, la corrélation peut être différente de zéro simplement par chance. Pour éliminer cette possibilité, il est de rigueur de ne considérer que les corrélations positives dépassant un certain seuil déterminé avec la loi statistique de Student. En effet, d'après la loi de Student avec un niveau de confiance de 95 % (vrai 19 fois sur 20), une corrélation est considérée significativement plus grande que zéro si elle dépasse la valeur de 0,33 avec 26 ans de données. Cette approche suppose que les échantillons sont distribués selon une loi normale. Cependant, certaines variables comme celles issues de paramétrage ne le sont pas. Dans le cadre de notre étude, le théorème central limite nous permet d'approximer que nos échantillons satisfont cette condition. En effet, d'après l'énoncé

du théorème si x possède une distribution quelconque avec une moyenne μ et un écart type σ , alors la moyenne \bar{x} d'un échantillon basé sur un échantillon aléatoire de taille « n » aura une distribution qui se rapproche d'une loi normale d'une variable aléatoire avec une moyenne μ et un écart type $\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$. Dans notre étude nous avons effectué une moyenne saisonnière, une moyenne d'ensemble et une moyenne pour déterminer le *multimodèle*.

2.4 Résumé

Dans ce chapitre nous avons introduit les caractéristiques de base de nos modèles, ensuite nous avons présenté notre méthodologie de travail. Le prochain chapitre sera dédié à l'analyse de nos résultats.

CHAPITRE III

Résultats

3.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de répondre à quelques questions qui fondamentalement préoccupent depuis longtemps un bon nombre de chercheurs et théoriciens. Celles-ci sont : est-ce que le potentiel prédictif des modèles est suffisamment élevé pour qu'on puisse avoir confiance aux prévisions ? Jusqu'à quel point l'anomalie de la température de la surface de l'océan influence la qualité des prévisions numériques saisonnières ? Pourquoi les modèles performant suffisamment bien au-dessus de certaines régions du globe plutôt que d'autres ? Pourquoi les modèles sont généralement plus performants durant l'hiver boréal ?

La section (3.2.1) de ce chapitre aborde la première question. Sachant qu'il est crucial de noter la moindre amélioration des prévisions saisonnières de nos modèles, nous dédions la totalité de cette section à la description objective de leur habileté à prévoir les anomalies saisonnières de nos variables atmosphériques sur le plan global ainsi que régional. Celle-ci sera illustrée au moyen de calcul de la corrélation temporelle calculée entre les données réanalysées des anomalies des quatre champs atmosphériques suivants: le géopotential à 500 hPa (GZ500), la température à 850 hPa (TT850), l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) et les précipitations (PR0).

Dans la section (3.2.2) nous discutons la question de sensibilité de chacun de nos modèles aux anomalies de la température de la surface de l'océan Pacifique. Pour

mener à terme notre discussion nous faisons appel à la méthodologie utilisée dans l'article Derome et al. (2001), projet de prévisions historiques saisonnières (HFP). Dans ce dernier les années EPSO (années caractérisées par une forte anomalie de la température de la surface de l'océan Pacifique) et les années NEPSO (années caractérisées par une faible anomalie de la température de la surface de l'océan Pacifique) ont été déterminées au moyen de la décomposition en composantes principales de la température de la surface de l'océan Pacifique (appendice A). Ces années sont représentées dans le tableau (3.1) (voire page 54). Dans cette section nous présentons les résultats de corrélations temporelles du géopotentiel à 500 hPa (GZ500) et des précipitations (PR0) que nous avons calculées séparément durant les ces années. Cependant, les résultats des prévisions des saisons d'hiver et printemps boréales des deux autres variables atmosphériques sont présentés dans l'appendice (C).

Enfin, à la section (3.3) nous faisant appel à la théorie afin d'essayer de répondre aux causes des différences et similitudes observées entre les prévisions de nos modèles.

3.2 Présentation des résultats

3.2.1 Évaluation de l'habileté des modèles à prévoir les conditions saisonnières

Les conditions aux limites représentent une importante source de prévisibilité des modèles de prévisions à longue échéance (Derome et al., 2001; Zwiers et al., 2000 et Van den Dool, 1994). Selon Derome et al. (2001) commencer les prévisions saisonnières à partir des conditions initiales observées assure que celles-ci ont une certaine habileté durant les deux premières semaines de la prévision et que toute autre amélioration des prévisions au-delà de cette période sera principalement attribuée aux forçages océaniques (conditions aux limites). Cette même idée a été élaborée dans

Boer (1985). Les séries d'expériences menées par l'auteur ont montré que lorsque le modèle canadien de circulation générale (GCM) a été forcé par l'anomalie de température de l'océan Pacifique durant l'année El Niño 1982-1983 sa réponse a été bien corrélée avec les ré-analyses. Dans le même contexte, Zwiers et al. (2000) ont indiqué, en réalisant une simulation climatique de 47 ans avec le modèle GCM2, que le potentiel prédictif du modèle s'améliore lorsque l'évolution temporelle de la température de la surface de l'océan (SST) est très bien spécifiée. Ces expériences nous montrent qu'une meilleure spécification des conditions de la surface de l'océan représente une importante source d'amélioration de la qualité des prévisions. En se basant sur ce principe dans notre étude les intégrations de nos modèles ont été effectuées sur une base commune : calculer l'anomalie saisonnière de SST (SSTA) à partir du mois qui précède la prévision, ensuite, celle-ci sera maintenue constante tout le long des trois mois d'intégration; c'est ce qui est communément appelé : persistance d'anomalie. En effet, la grande inertie thermique de l'océan induit une évolution lente de sa température de surface qui peut atteindre trois mois, par conséquent l'anomalie saisonnière reste constante le long de la saison prévue. Enfin, pour tenter d'améliorer la qualité de la prévision finale, la combinaison des trois modèles a été effectuée : *multimodèle*.

Dans le projet HFP (Derome et al., 2001) afin de vérifier l'influence de l'océan sur la circulation dynamique globale prévue, le calcul de la corrélation temporelle a été fait entre les données GZ500 ré-analysées (NCEP/NCAR, Kalnay et al. 1996) et la première composante principale (EOF1) de la température de surface de l'océan Pacifique (SST) observée durant le mois de novembre (figure 3.1); les calculs ont été effectués sur une période de 26 années (1969-1994). Nous bénéficions des résultats de ce calcul pour montrer l'existence d'une téléconnectivité entre la température de la surface de la mer de l'océan Pacifique tropical et les hauteurs à 500 hPa en Amérique du Nord. Cette téléconnectivité est observée durant la saison d'hiver boréal.

À la figure (3.1), les régions colorées représentent les données corrélées plus grandes que le seuil statistique positif (0.33) ou plus faibles que le seuil négatif (-0.33). Les régions blanches indiquent des corrélations non significatives.

Les résultats ont montré l'existence :

- a) d'une zone de haute corrélation située au niveau des tropiques;
- b) d'un patron de téléconnexion global de type PNA (Nord Pacifique/Nord Amérique) semblable à celui indiqué par Wallace et Gutzler (1981).

Pour les autres saisons à savoir: mam (mars, avril, mai), jja (juin, juillet, août) et son (septembre, octobre, novembre) les régions tropicale sont toujours très bien corrélées. Dans les prochains paragraphes nous vérifierons si nos modèles ont pu reproduire ces observations.

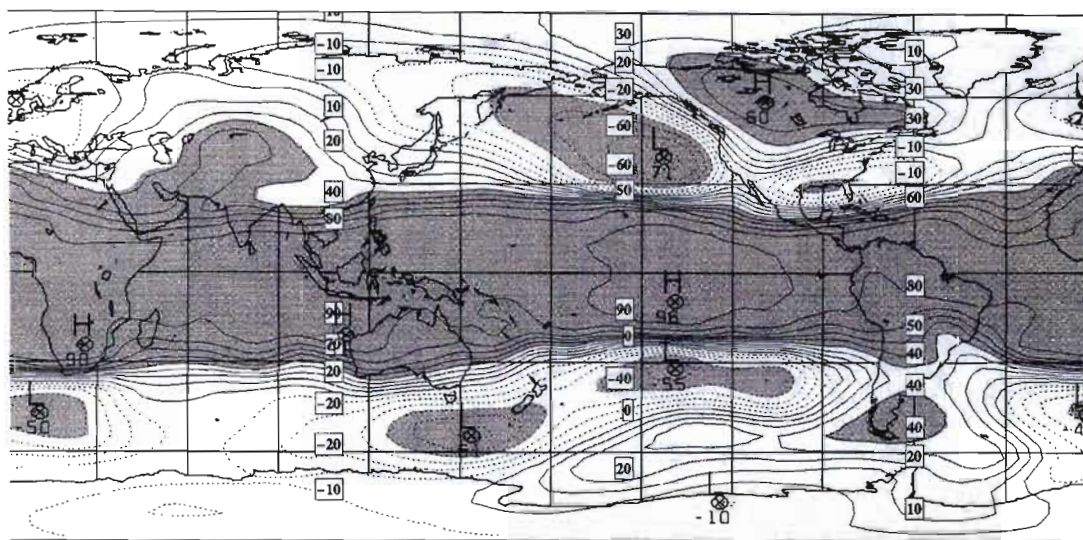


Figure 3.1: Corrélations temporelles entre les données de géopotiel à 500 hPa (GZ500) ré-analysées (NCEP/NCAR) durant l'hiver (djf) et la première composante principale (EOF1) de la SST du Pacifique observées, calculée durant le mois de novembre. Période de calcul : 26 années (1969-1994). Tiré de Derome et al., 2001.

3.2.1.1 Géopotential à 500 hPa (GZ500)

L'histogramme de la figure (3.2) représente la moyenne des corrélations temporelles entre les anomalies de GZ500 ré-analysées et celles prévues par le système *multimodèle* (la combinaison des trois modèles, GEM, GCM2 et SEF).

Au premier abord nous remarquons que le *multimodèle* est généralement plus habile à prévoir les anomalies des conditions saisonnières; sa moyenne de corrélation globale dépasse celle des trois modèles dans huit saisons sur douze. En outre, nous remarquons que parmi les trois modèles, c'est le modèle GCM2 qui présente le plus d'habileté.

La comparaison des deux GEM et SEF, montre qu'en générale le modèle SEF présente moins d'habileté par rapport au modèle GEM à l'exception des saisons : *mjj*, *jja*, *ond* et *djf*. En outre, nous notons que chacun des quatre modèles présente son meilleur score durant l'hiver boréal à savoir les saisons : *djf* et *jfm*.

Afin d'évaluer l'habileté par région de nos modèles nous présentons dans les figures (3.3) et (3.4) les cartes globales traduisant les corrélations temporelles entre les anomalies prévues et celles ré-analysées (NCEP/NCAR) durant les deux saisons : *djf* et *jfm*.

Nous rappelons que, d'une façon similaire à la figure (3.1), sur tous les figures les régions colorées représentent les données corrélées plus grandes que le seuil statistique positif (0.33) ou plus faibles que le seuil négatif (-0.33). Les régions blanches indiquent des corrélations non significatives.

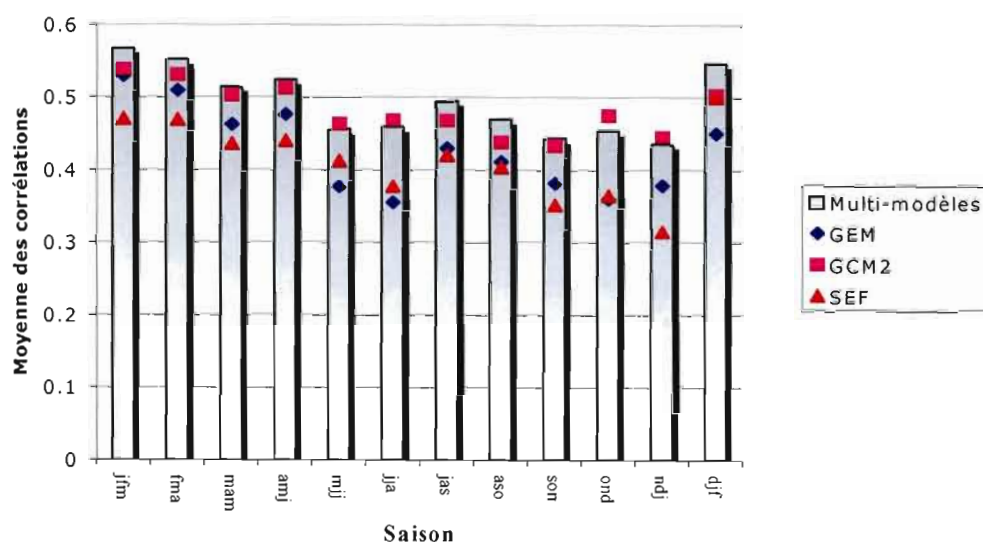


Figure 3.2: Moyenne globale des corrélations temporelles entre les anomalies saisonnières de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) ré-analysées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : *multimodèle*, GEM, GCM2 et SEF. Les corrélations sont calculées sur une période de 26 années (1969-1994).

Les cartes de la figure (3.3) tracent les corrélations temporelles globales de GZ500 pour la saison : *djf*.

La première carte produite avec le modèle GEM montre l'existence d'une large zone de haute corrélation ($\sim 0,8$) s'étalant sur tout le Pacifique tropical, de l'Indonésie jusqu'à l'est de l'océan Pacifique. Également, plusieurs autres régions du globe présentent une bonne corrélation (entre 0,4 et 0,6) comme la majorité du continent africain (sauf la région méditerranéenne) ainsi que l'Arctique.

Nous avons noté que généralement le modèle GEM prévoit bien les conditions de circulation dynamique saisonnière globale; 66% de la surface globale est caractérisée

par une corrélation significative. Néanmoins, le modèle perd un peu d'habileté au-dessus de certaines régions de hautes latitudes telles que la Russie et la Chine.

En ce qui concerne le modèle GCM2 (carte en dessous), on retrouve des zones à haute corrélation similaires à celles observées dans le cas de GEM, mais aussi quelques différences. Parmi ces différences nous remarquons que la zone tropicale hautement corrélée est plus étendue dans le cas de GCM2 relativement au GEM. En outre, nous remarquons l'Antarctique est mieux prévu par le modèle, zone colorée plus étendue, que celle observée dans le cas de GEM. De plus, nous notons qu'en générale le modèle présente une légère amélioration des prévisions par rapport aux résultats du modèle GEM au-dessus de l'Asie mais perd de l'habileté au-dessus de la Russie.

En ce qui concerne le modèle SEF (troisième carte vers le bas), les zones à haute corrélation ($\sim 0,8$) sont intermittentes. En revanche, nous observons certaines régions, non présentées dans les deux autres cartes qui sont bien prévues et dont la valeur de corrélation varie entre 0,6 et 0,8; ces régions sont : l'est de la Chine et l'est de la Russie. On remarque aussi que, similairement aux résultats des deux autres modèles, la région antarctique est très bien représentée par le modèle SEF (corrélation supérieure à 0,6). En outre, nous notons que la région méditerranéenne ainsi que le côté ouest de l'Europe sont mieux prévue par le modèle (corrélation entre 0,4 et 0,6) relativement aux deux autres modèles.

La dernière carte représente les résultats de *multimodèle*; celle-ci est caractérisée par un élargissement de la zone de haute corrélation étendue sur les tropiques au niveau de l'océan Pacifique. En plus, nous remarquons que la partie est des Etats-Unis est beaucoup mieux prévue par le *multimodèle* que par les trois autres modèles.

À la figure (3.4), nous présentons les résultats des corrélations temporelles de GZ500 pour la saison *jfm*.

L'observation de la première carte – les résultats du modèle GEM – nous a révélé l'existence d'une vaste zone à haute corrélation. Celle-ci est étendue sur tout le long des tropiques reliant les deux continents : américain et africain. Nous remarquons aussi que le pourcentage global des régions colorées est assez élevé (71 %) par rapport à celui de la saison *djfm* (66 %)-(figure 3.3); ceci reflète l'habileté du modèle GEM à mieux reproduire la circulation dynamique à grande échelle de l'atmosphère durant la saison *jfm*. On observe aussi une large zone de haute corrélation située au-dessus des États-Unis et du Canada (voir figure 3.5, région agrandie); celle-ci est caractérisée par le patron de circulation dynamique : PNA (Nord Pacifique/Amérique du Nord).

La figure (3.4)-(modèle GEM) nous montre aussi que la région européenne est bien prévue par le modèle. On y trouve quatre régions dont le coefficient de corrélation est élevé ($\sim 0,8$) à savoir : l'est de la France, l'Allemagne, le nord de l'Italie (cartes non présentées). En revanche, nous avons noté que le modèle ne réussit pas à reproduire convenablement les anomalies de la circulation dynamique saisonnière au-dessus des régions du nord-est de l'Asie. En particulier, les régions dont la topographie est assez complexe comme l'est de la Chine.

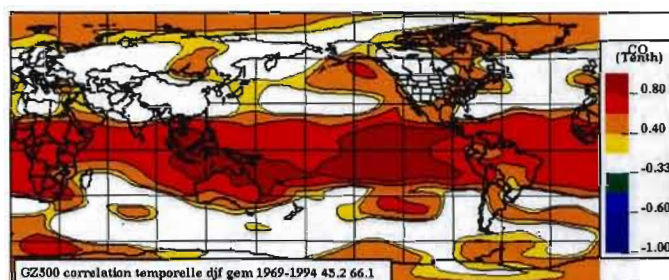
En ce qui concerne le modèle GCM2 (figure (3.4) deuxième carte vers le bas), on note que le modèle simule bien les régions tropicales. Nous avons noté aussi l'apparition d'une vaste zone de corrélation positive ($\sim 0,8$) située au Golfe d'Alaska, une zone bien connue par ses perturbations synoptiques. D'autres régions comme l'ouest de la Russie sont moins prévues par le modèle. En outre, la zone de haute corrélation située au-dessus des États-Unis et du Canada (figure 3.6) se trouve décalée vers le nord-ouest relativement aux résultats du modèle GEM (figure 3.5).

En ce qui concerne le modèle SEF (figure (3.4) troisième carte en bas), on remarque que la zone tropicale de haute corrélation a moins d'ampleur comparativement à celle prévue par les deux autres modèles. En outre, d'une façon

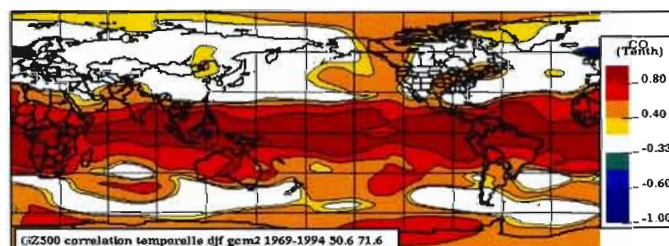
semblable aux résultats des deux autres modèles, le modèle SEF manque un peu d'habileté à prévoir les conditions de circulation dynamique saisonnières au-dessus de quelques régions asiatiques comme l'est de la Chine. En revanche, la région est du Pacifique et l'Amérique du nord sont aussi bien simulée; ce qui veut dire que le modèle est capable de reproduire les patrons de circulation caractéristiques de cette région (figure 3.7).

En ce qui concerne le *multimodèle* (figure (3.4) dernière carte vers le bas) celui-ci est caractérisé par un fort pourcentage des régions dont les résultats de prévisions sont significativement corrélées avec l'observation (77 %). Parmi ces zones, on retrouve l'est du Pacifique/Amérique du Nord (figures (3.8), région agrandie) ainsi que le continent Africain, l'Indonésie, le nord est de l'Australie, le Pérou, la Colombie, le Venezuela ainsi que le nord du Brésil. Les valeurs élevées des scores de corrélations observées nous révèlent qu'en générale le potentiel prédictif de *multimodèle* est plus élevé que celui des trois modèles (GEM, GCM2 et SEF).

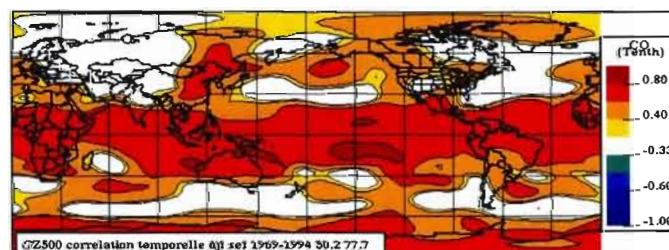
En résumé, les résultats des figures (3.3) et (3.4), nous montrent qu'en règle générale tous les modèles réussissent très bien à simuler la circulation de l'atmosphère au-dessus des tropiques et ce constat est valide pour toutes les autres saisons. En dehors des tropiques, en hémisphère nord, l'habileté des quatre modèles à prévoir les anomalies saisonnières de GZ500 varie suivant les régions et les saisons. Par exemple, les régions asiatiques sont les plus difficiles à prévoir alors que la région du nord-est du Pacifique/Amérique du Nord est relativement bien prévue. En revanche, les prévisions de nos quatre modèles s'écartent un peu lorsqu'il s'agit du climat régional (voire figures 3.5,-6,-6 et -8). Enfin, d'autres régions sont bien prévues par l'ensemble de nos quatre modèles comme la région de l'Afrique du Nord durant la saison mjj (mars, juin, juillet)-(figure 3.9). Il sera intéressant d'analyser plus profondément ces observations dans un autre contexte de recherche visant à étudier l'habileté des modèles à reproduire la variabilité saisonnière de cette région du globe.



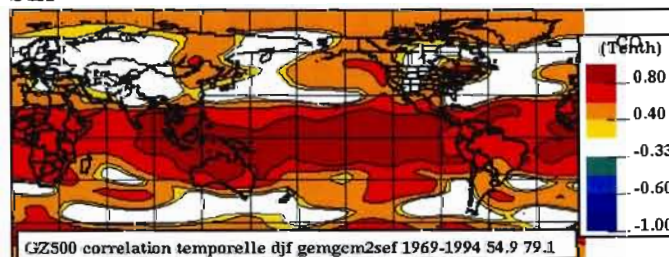
GEM



GCM2

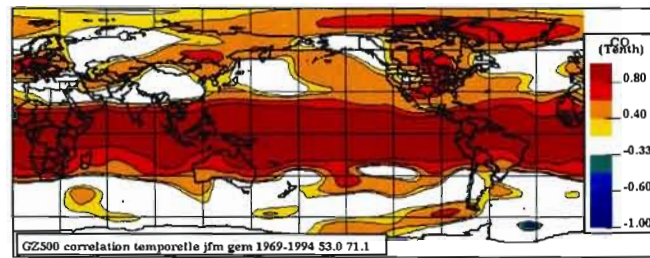


SEF

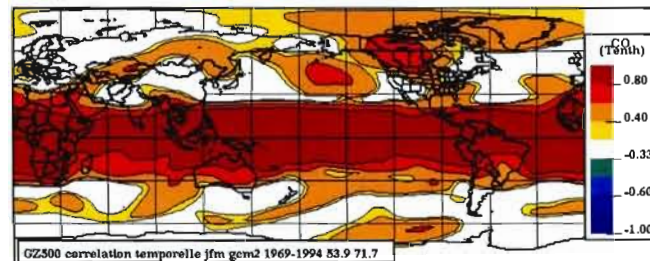


Multimodèle

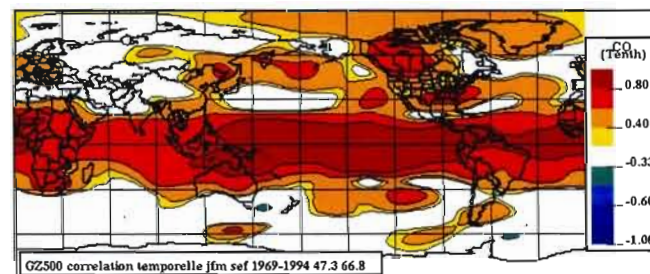
Figure 3.3: Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotential à 500 hPa (GZ500) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et *multimodèle* durant la saison *djf*. Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.



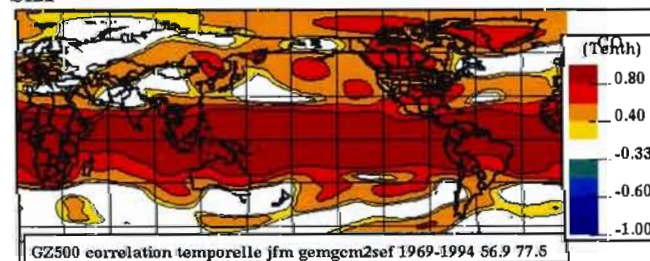
GEM



GCM2



SEF



Multimodèle

Figure 3.4: Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et *multimodèle* durant la saison *jfm*. Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.

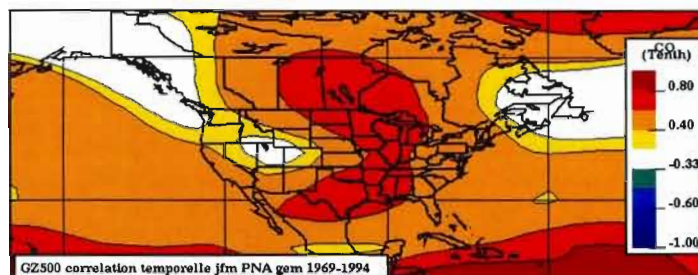


Figure 3.5: Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) prévues par le modèle GEM et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison *jfm* (1969-1994). Région de PNA.

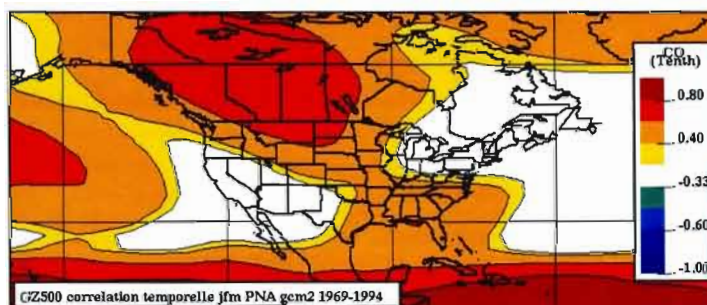


Figure 3.6: Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) prévues par le modèle GCM2 et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison *jfm* (1969-1994). Région de PNA.

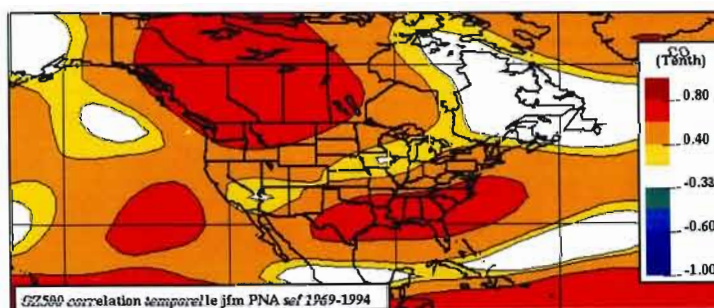


Figure 3.7: Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) prévues par le modèle SEF et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison *jfm* (1969-1994). Région de PNA.

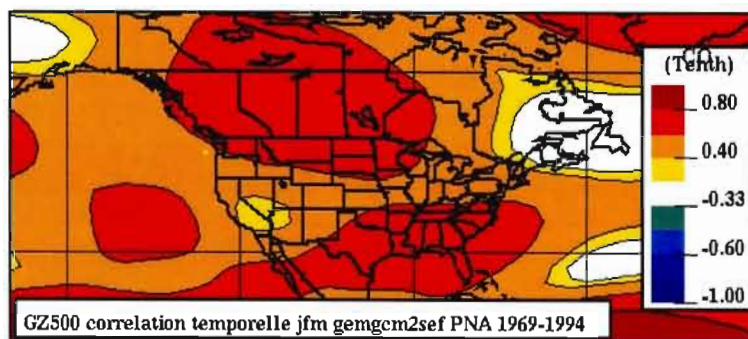
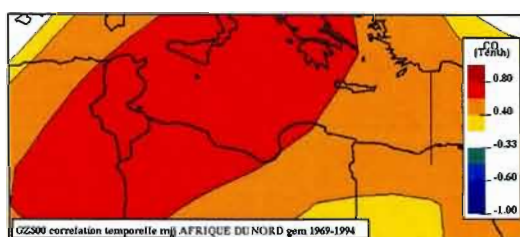
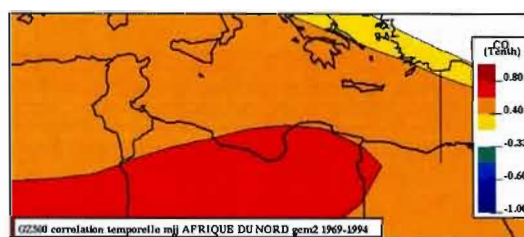


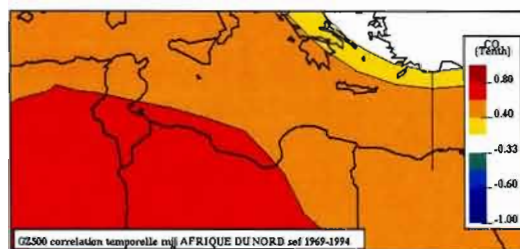
Figure 3.8: Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) prévues par le *multimodèle* et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison *jfm* (1969-1994). Région : est du Pacifique/Amérique du Nord



GEM



GCM2



SEF



Multimodèle

Figure 3.9: Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et le *multimodèle* pour la saison *mjj* (1969-1994). Région de l'Afrique de Nord.

3.2.1.2 Température à 850 hPa (TT850)

L'histogramme de la figure (3.10) représente la moyenne des corrélations temporelles calculée entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le système *multimodèle* (la combinaison des trois modèles, GEM, GCM2 et SEF).

Au premier abord nous remarquons que le *multimodèle* est généralement plus habile à prévoir les anomalies des conditions saisonnières. Sa moyenne de corrélation globale dépasse celle des trois modèles dans huit saisons sur douze. En outre, nous remarquons que parmi les trois modèles, c'est le modèle GCM2 qui présente le plus d'habileté.

La comparaison entre les deux modèles à savoir GEM et SEF montre que durant toutes les saisons SEF présente moins d'habileté par rapport au GEM. En outre, nous notons que chacun des quatre modèles présente son meilleur score durant la saison *fma*.

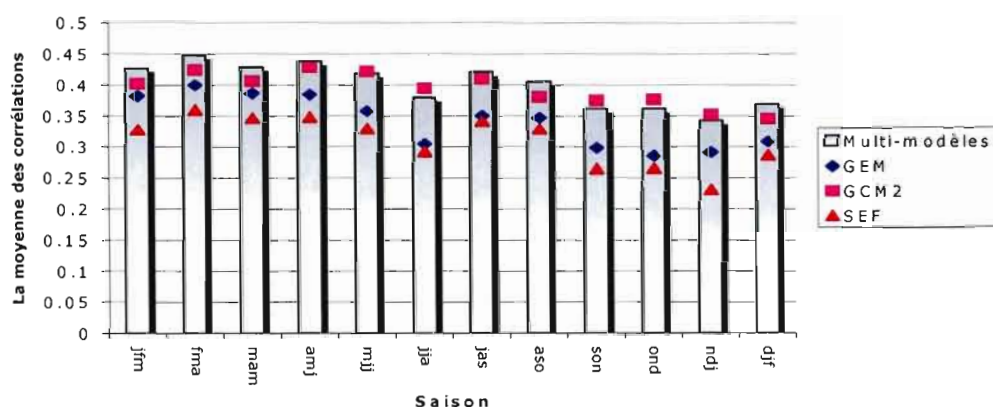


Figure 3.10: Moyenne globale des corrélations des anomalies de la température à 850 hPa (TT850) observées et celles prévues par : *multimodèle*, GEM, GCM2 et SEF. La moyenne est calculée pour toutes les saisons. Les corrélations sont calculées sur une période de 26 années (1969-1994).

À la figure (3.11) nous présentons les cartes globales des corrélations temporelles des anomalies de TT850 calculées durant cette saison

La première carte de la figure (3.11) présente les corrélations temporelles calculées entre les anomalies prévues de TT850 par le modèle GEM et celles des ré-analyses NCEP/NCAR. Celle-ci nous montre que les zones à haute corrélation ($\sim 0,8$) sont intermittentes et généralement moins étendues que dans le cas de GZ500 pour la même saison (carte non présentée). Mais, les zones tropicales sont toujours bien prévues. En outre, nous avons remarqué trois autres zones bien prévues situées en dehors des tropiques. Celles-ci sont : les côtes ouest Indonésiennes et à l'est de l'Océan Indien ainsi que l'ouest du Canada. La figure (3.12), présente un agrandissement de cette dernière région. Sur cette figure, nous remarquons l'existence de deux patrons de haute corrélation : un premier qui couvre l'est de la Colombie-Britannique, Alberta, Saskatchewan et Manitoba. Ensuite, un deuxième qui se situe au niveau de l'océan Atlantique.

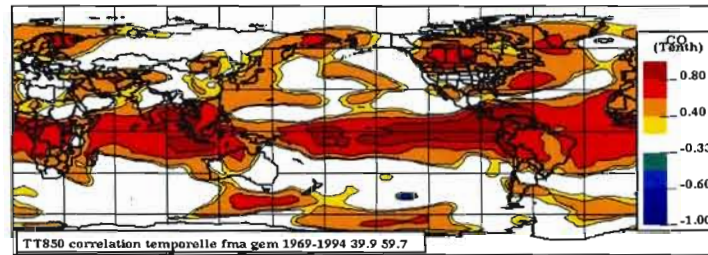
La deuxième carte en bas de la figure (3.11) reflète l'habileté du modèle GCM2 à reproduire fidèlement les anomalies observées de TT850. La différence entre les deux modèles GCM2 et GEM se résume au niveau de la région située à l'est de l'océan Pacifique. Celle-ci est plus étendue dans le cas de GCM2. En outre, nous avons remarqué qu'il existe d'autres régions bien prévues par le modèle GCM2, comme l'est du Pacifique/Amérique du nord. À la figure (3.13), nous représentons un agrandissement de cette région.

Les deux dernières cartes représentent les corrélations temporelles entre les anomalies de TT850 ré-analysées (NCEP/NCAR) et celles prévues par les modèles : SEF et *multimodèle*. En ce qui concerne le modèle SEF, nous remarquons qu'il présente moins de pourcentage des zones corrélées (56 %) comparativement aux deux autres modèles (59% dans le cas de GEM et 65 % dans le cas de GCM2). Cependant, nous avons noté l'existence de quelques zones de haute corrélation ($\sim 0,8$). Celles-ci

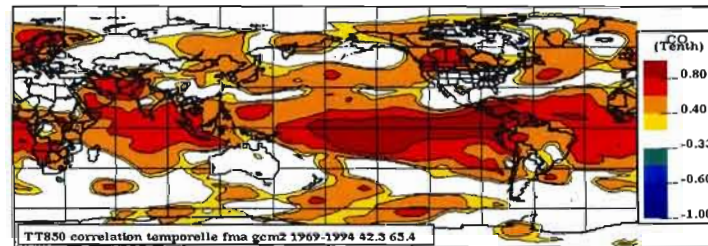
se trouvent essentiellement à l'est de l'océan Pacifique ainsi qu'au niveau du nord-est du Pacifique/Amérique du nord. À la figure (3.14), nous présentons un agrandissement de cette région. Sur cette figure, nous remarquons l'existence de deux régions bien prévues par le modèle : la Colombie-Britannique, l'Alberta, la Saskatchewan et le Manitoba ainsi que la région ouest de l'océan Atlantique qui borde les côtes est de l'Amérique du nord.

La dernière carte - résultats de *multimodèle* - de la figure (3.11) représente le plus haut pourcentage de zones colorées (71%). On distingue, dans celle-ci, l'affluence des régions hautement corrélées comparativement aux trois autres modèles; ceci étant observée surtout au niveau de l'océan Pacifique et avec une moindre magnitude sur le Canada et les États-Unis. À la figure (3.15), nous présentons un agrandissement de cette région. Celle-ci est très bien prévue par le *multimodèles*, en particulier les provinces canadiennes et l'ouest des États-Unis (par ex.: l'État de Washington).

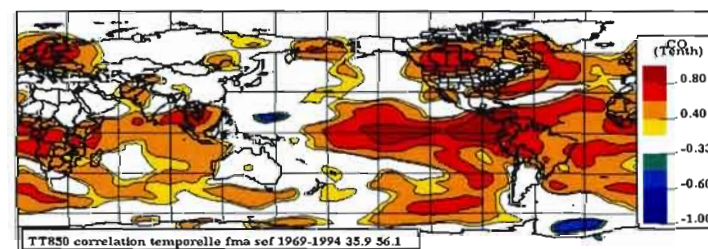
En résumé, les résultats montrent que les quatre modèles présentent une habileté à prévoir les anomalies saisonnières de TT850 au niveau des tropiques. Le *multimodèle* est le meilleur à prévoir ces anomalies avec un score globale de corrélations qui dépasse les trois autres modèles (voire figure 3.10).



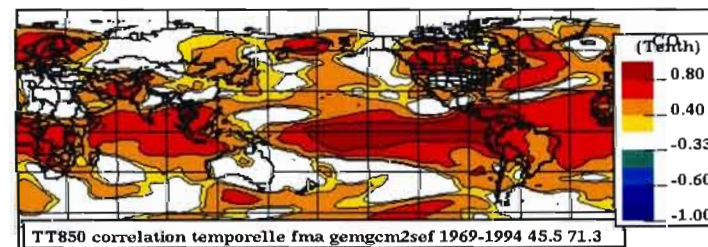
GEM



GCM2



SEF



Multimodèle

Figure 3.11: Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et *multimodèle* durant la saison *fma*. Les valeurs prescrites en bas dans la légende de chaque carte représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.

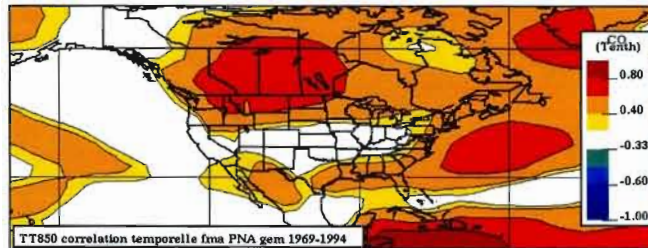


Figure 3.12: Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) prévues par le modèle GEM et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison *fma* (1969-1994). Région de PNA.

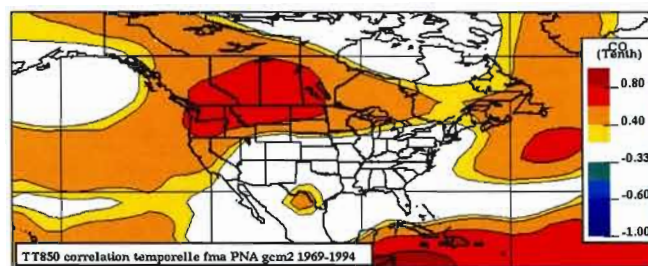


Figure 3.13: Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) prévues par le modèle GCM2 et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison *fma* (1969-1994). Région de PNA.

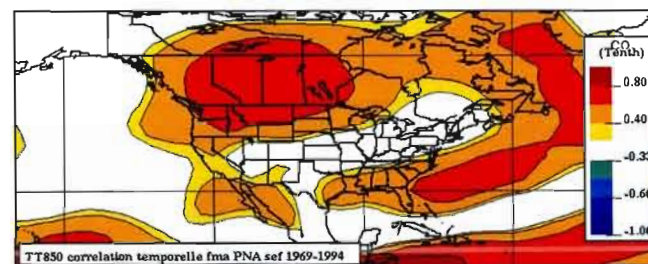


Figure 3.14: Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) prévues par le modèle SEF et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison *fma* (1969-1994). Région de PNA.

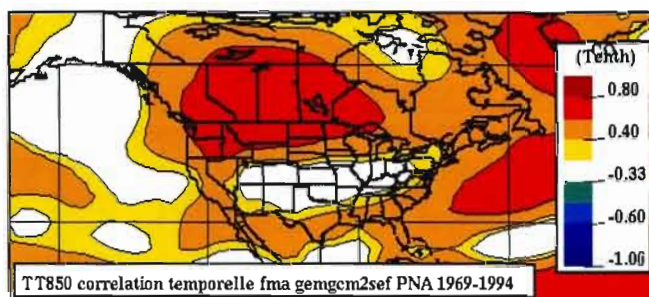


Figure 3.15: Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) prévues par le *multimodèle* et celles observées (NCEP/NCAR) pour la saison *fma* (1969-1994). Région de PNA.

3.2.1.3 Épaisseur hydrostatique 500-1000 hPa (DZ100)

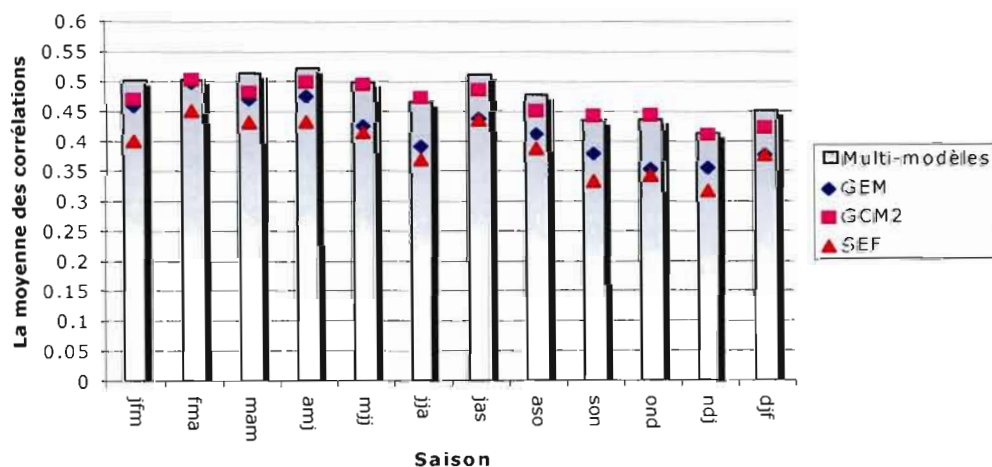


Figure 3.16: Moyenne globale des corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : *multimodèle*, GEM, GCM2 et SEF; calculée pour toute les saisons. Les corrélations sont calculées sur une période de 26 années (1969-1994).

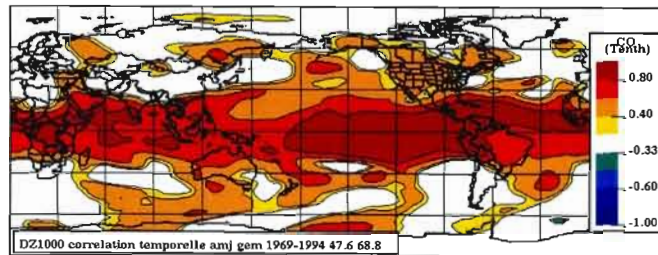
Dans cette section nous présentons les résultats de simulations du champ de l'épaisseur hydrostatique DZ1000; celle-ci est proportionnelle à la température moyenne de la couche atmosphérique comprise entre 1000 et 500 hPa. Variable couramment utilisée par les centres opérationnels.

L'histogramme de la figure (3.16) traduit les corrélations temporelles globales calculées entre les anomalies de DZ1000 ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par les modèles : GEM, GCM2, SEF et *multimodèle*. En générale, c'est encore le *multimodèle* qui présente le plus d'habileté à prévoir les conditions saisonnières de la température moyenne. Nous remarquons aussi que, comparativement aux GEM et SEF, le modèle GCM2 prévoient mieux l'épaisseur hydrostatique DZ1000. En outre, nous avons constaté que la capacité prédictive de GEM est meilleure que SEF et que chacun des quatre modèles présente son meilleur score durant la saison amj.

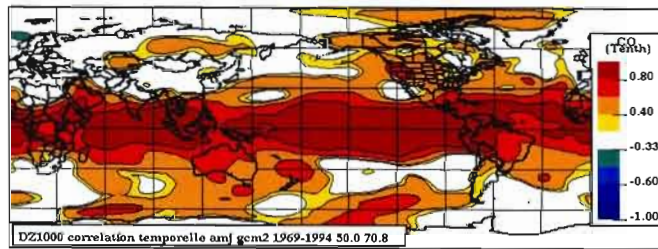
À la figure (3.17), nous présentons les cartes des corrélations temporelles globales pour la saison amj. Nous remarquons que ces cartes montrent des résultats de corrélations positives significatives sur les tropiques. Celles-ci correspondent à des valeurs qui varient entre 0,4 et 0,8; ceci est aussi observé pour toutes les autres saisons (cartes non présentées). En outre, parmi les quatre modèles, nous notons que GCM2 est le plus habile à reproduire la variation de la température moyenne au-dessus de l'océan Pacifique avec un prolongement dans l'Atlantique jusqu'au-dessus des côtes ouest du continent africain (Côte d'Ivoire, Liberia, Sierra Leone et la Guinée) ainsi que sur le continent sud américain (le Pérou, la Colombie, le Venezuela et l'ouest du Brésil).

Un agrandissement de la région est de l'Amérique du nord nous montre que celle-ci est relativement bien prévue par l'ensemble des quatre modèles (voire figure 3.18); on remarque ainsi des scores de corrélations situées entre 0,4 et 0,8. Cependant, nous

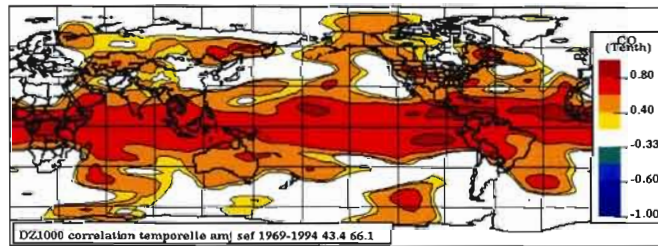
avons remarqué que cette région est beaucoup mieux prévue durant la saison jfm que par rapport aux autres saisons (voire figure 3.19).



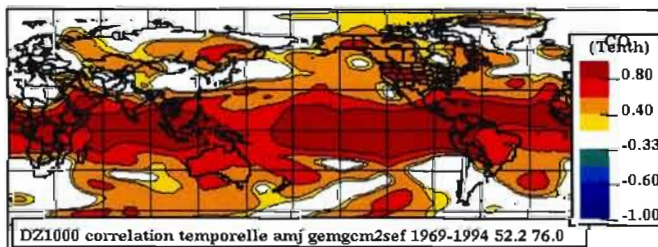
GEM



GCM2

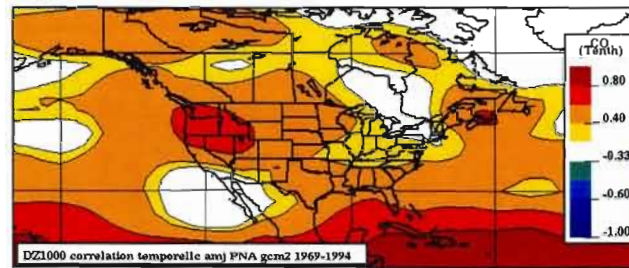


SEF

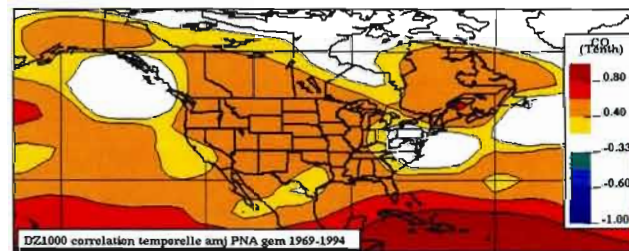


Multimodèle

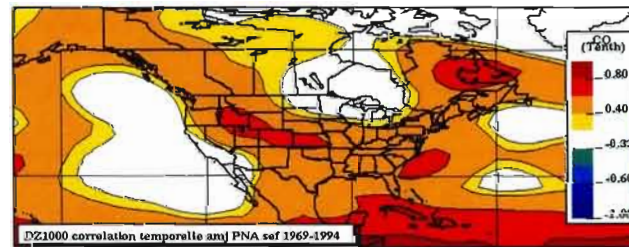
Figure 3.17: Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DJF1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et *multimodèle* durant la saison *amj*.



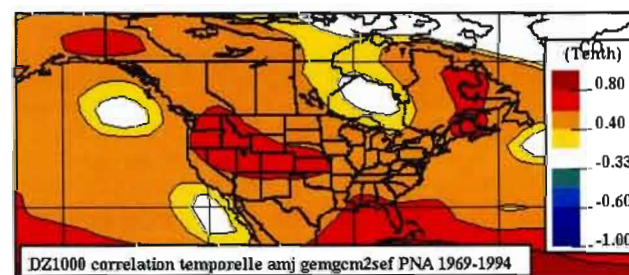
GEM



GCM2

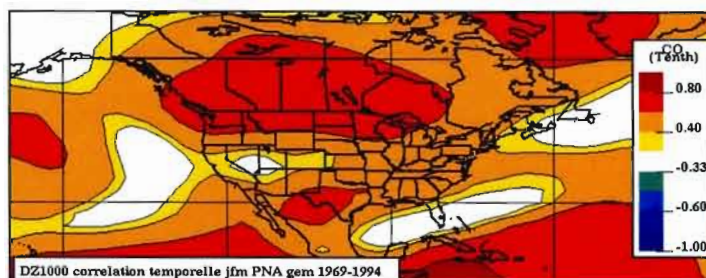


SEF

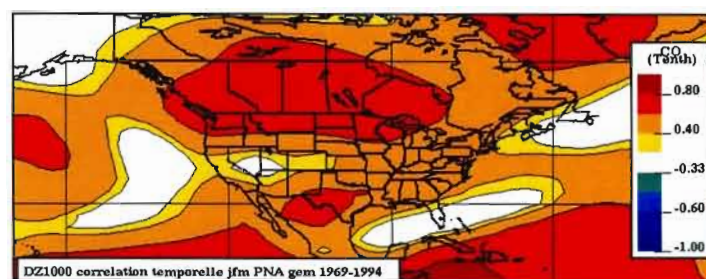


Multimodèle

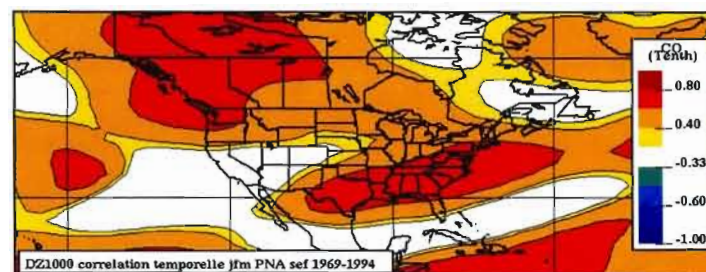
Figure 3.18: Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique calculé entre 500-1000 hPa (DZ1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et *multimodèle* durant la saison *amj*. Région PNA.



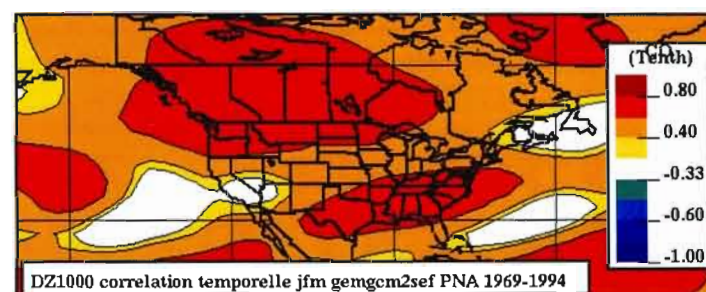
GEM



GCM2



SEF



Multimodèle

Figure 3.19: Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par: GEM, GCM2, SEF et *multimodèle* durant la saison *jfm*. Région PNA.

3.2.1.4 Les précipitations

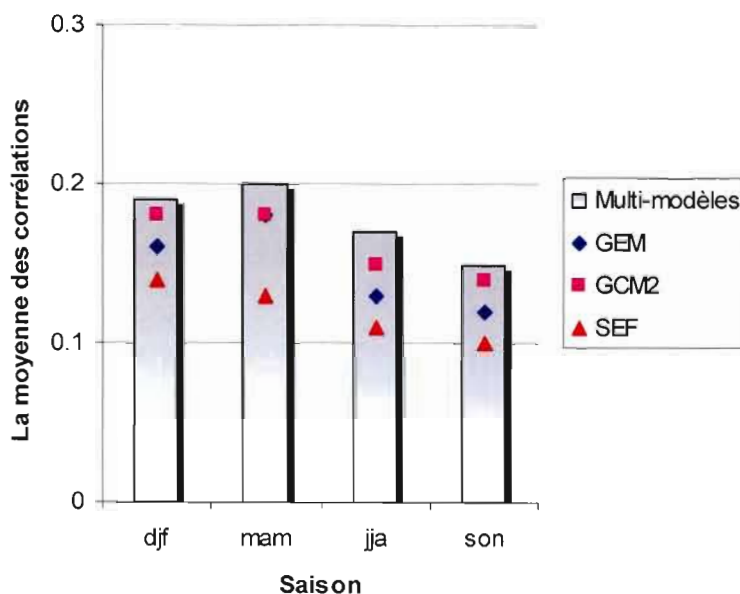


Figure 3.20: Moyenne globale des corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : *multimodèle*, GEM, GCM2 et SEF; calculée pour les saisons : djf, mam, jja et son. Les corrélations sont calculées sur une période de 26 années (1969-1994).

Les modèles ont montré des résultats probants concernant la prévision de la circulation atmosphérique et la variation de la température sur le plan global ainsi que régional. Pour avoir une meilleure évaluation de pouvoir prédictif de nos modèles nous avons opté pour la vérification du champ des précipitations. Celui-ci, à cause qu'il traduit les efforts déployés dans le paramétrage des processus convectifs, représente un important indice de performance des modèles.

Des prévisions saisonnières de cette variable sont présentement émises à chaque 3 mois par le service météorologique canadien sur la base des sorties du GCM2 et du GEM, mais pour la région canadienne seulement. Dans le cadre de ce projet une vérification à l'échelle globale des prévisions des précipitations représente une importante source d'information supplémentaire afin de vérifier les performances à plus grande échelle des modèles.

Pour valider les prévisions de nos modèles nous avons choisi la base de données de Xie-Arkin (Xie and Arkin, 1997). Les données des précipitations ont été récoltées sur une base mensuelle étalée sur une période de 17 ans, de 1979 jusqu'à 1995, en utilisant plusieurs sources d'informations, à savoir des données de stations terrestres et de plusieurs satellites. Ces données, reconnue pour leur fiabilité, sont utilisées par plusieurs centres météorologiques internationaux pour des fins de validations de leurs modèles.

Les résultats de corrélations présentés sont ceux des quatre saisons ayant les scores les plus élevés à savoir : djf (décembre, janvier, février), mam (mars, avril, mai), jja (juin, juillet, août) et son (septembre, octobre, novembre). Celles-ci sont présentées à la figure (3.20). Nous notons aussi qu'étant donnée la taille des échantillons (16) les coefficients de corrélations sont considérés statistiquement significatives s'ils dépassent les valeurs seuils égales à $+0,42$ et $-0,42$.

Sur la figure (3.20) nous remarquons qu'à la différence des autres variables l'ensemble des quatre modèles prévoient mieux le printemps boréal (saison mam). En outre, le *multimodèle* représente toujours le plus haut degré de prévisibilité.

Afin de d'évaluer l'habileté globale et régionale des modèles à prévoir l'anomalie des précipitations nous montrons à la figure (3.21) la moyenne globale des corrélations calculée entre les anomalies de champ des précipitations (Xie et Arkin) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et *multimodèle*.

Nous notons que la région tropicale est toujours bien représentée par les modèles. Nous remarquons aussi qu'en général les quatre modèles prévoient bien la zone de haute variabilité située au-dessus de l'océan Pacifique (10°N - 40°N et 160°E – 120°W). À notre connaissance, c'est la première fois qu'une étude montre la bonne performance des quatre modèles GEM, GCM2, SEF ainsi que le *multimodèle* à prévoir le champ des précipitations au-dessus de cette région du Pacifique. Généralement, cette région du Pacifique est caractérisée par une variabilité importante et est appelée «Storm Track» ou route des dépressions (Hoskins and Valdes, 1990); celle-ci rends la prévision de toutes les régions situées au nord du Pacifique difficile (Kang et Lee, 2003). Elle caractérise l'échange énergétique qui s'effectue entre l'atmosphère et l'océan et influence le climat de l'Amérique du Nord et celui de l'Asie. Notons que le «Storm Track» au niveau de l'Atlantique n'est pas aussi bien prévu par les modèles que dans le cas du Pacifique. Ceci peut être expliqué par l'influence de l'océan Pacifique sur la qualité de nos prévisions; plus importante que celle de l'océan Atlantique.

En dehors des tropiques, les régions telles que l'ouest du Canada, l'est du Brésil, le nord-ouest de l'Australie, sont aussi bien prévues par nos modèles. Mais reste encore plusieurs autres régions qui ne sont pas convenablement prévues par l'ensemble de nos quatre modèles.

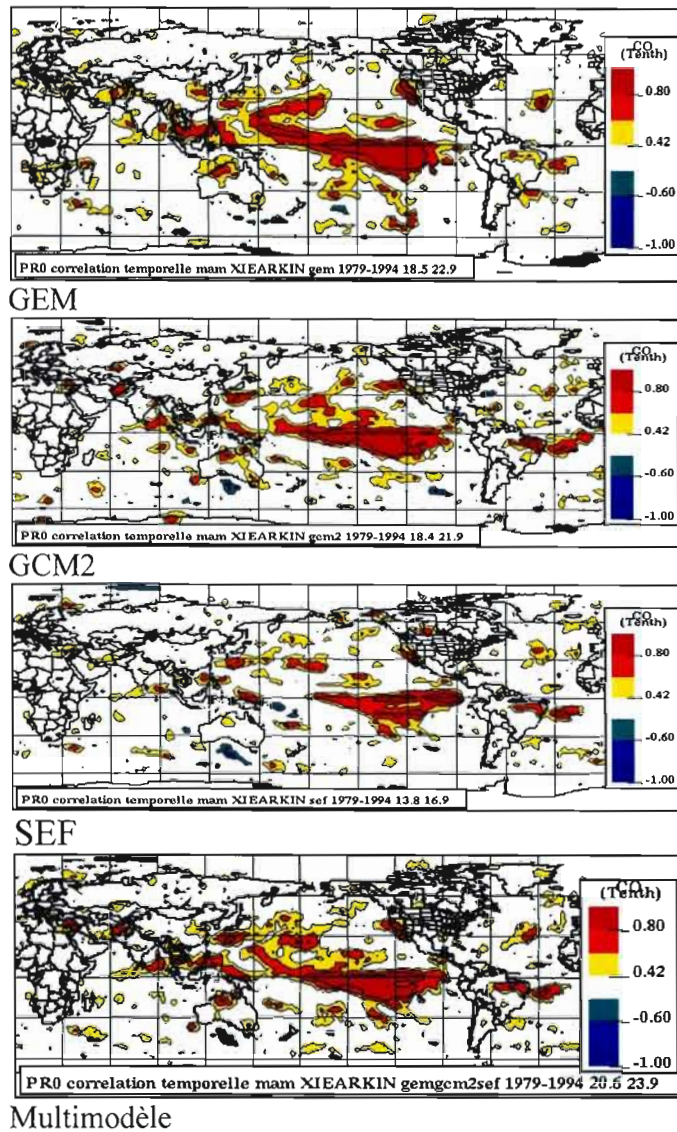


Figure 3.21: Corrélations temporelles entre les anomalies de champ des précipitations (PR0) observées (NCEP/NCAR) et celles prévues par : GEM, GCM2, SEF et *multimodèle* durant la saison *mam* (mars, avril, mai). Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.

Dans cette section du chapitre nous avons décrit objectivement l'habileté de nos modèles à prévoir les anomalies saisonnières de nos champs de variables atmosphériques choisies. Nos résultats montrent qu'en générale nos modèles ont un bon potentiel de prévisibilité.

Nous avons spécifié au tout début de la section (3.2.1) que toute amélioration des prévisions observées au-delà de la période limite de prévisibilité (approximativement deux semaine) sera principalement attribuée aux forçages océaniques (conditions aux limites). Dans le prochain paragraphe nous analysons plus en détailles cette hypothèse.

3.2.2 Évaluation de la sensibilité de nos modèles aux conditions de surfaces de l'océan pacifique

Nous proposons de discuter dans cette section la question suivante : jusqu'à quel point l'habileté de nos modèles de prévisions saisonnières est influencée par le forçage issu de l'océan Pacifique ?

Les résultats de la figure (3.1) et les études effectuées par Zwiers et al. (2000) sur le potentiel prédictif des modèles nous amènent à proposer l'hypothèse suivante : L'habileté de nos modèles à prévoir les anomalies des variables atmosphériques provient essentiellement des conditions de surfaces océaniques, en particulier, lorsque l'amplitude de l'anomalie saisonnière de la température de la surface de l'océan Pacifique (SSTA) est importante. Le signal issu de la condition de la surface de l'océan se propage jusqu'à atteindre les deux derniers mois de la saison à prévoir. Afin de vérifier cette hypothèse nous avons tenu compte de la classification présentée dans le tableau (3.1). Celle-ci est issue des travaux de Derome et al. (2001). D'après ce travail vingt six années (de 1969 à 1994) ont été décomposées en années EPSO; années caractérisées par une forte anomalie de la température de la surface de l'océan Pacifique et années NEPSO; années caractérisées par une faible anomalie de la

température de la surface de l’océan Pacifique. Pour des fins de traitement statistique les auteurs ont choisi uniquement les douze premières années caractérisées par une importante anomalie positive de (SST) et les douze premières années caractérisées par une importante anomalie négative de (SST).

Nous avons calculé les scores de corrélations entre les anomalies saisonnières prévues de GZ500 et celles issues des ré-analyses NCEP/NCAR pour chaque saison. Le calcul a été fait séparément pour les années EPSO et les années NEPSO. Les saisons étudiées sont : djf (décembre, janvier, février), mam (mars, avril, mai), jja (juin, juillet, août), son (septembre, octobre, novembre), ensuite nous avons vérifié la prévision de chacun de nos modèles des deux derniers mois de la saison à prévoir, celles-ci sont : jf (janvier, février), ja (juin, août), et on (octobre, novembre).

Tableau 3.1: Tableau de classification des années EPSO et NEPSO. Tirée de Derome et al. (2001).

djf		mam		jja		son	
EPSO	NEPSO	EPSO	NEPSO	EPSO	NEPSO	EPSO	NEPSO
1970	1969	1969	1970	1969	1972	1970	1969
1971	1976	1971	1972	1971	1977	1971	1974
1972	1977	1974	1977	1973	1978	1972	1977
1973	1978	1975	1978	1974	1979	1973	1979
1974	1979	1976	1979	1975	1980	1975	1980
1975	1980	1980	1982	1976	1981	1982	1981
1982	1981	1983	1984	1982	1985	1983	1984
1986	1983	1985	1986	1983	1986	1987	1985
1987	1985	1987	1988	1987	1988	1988	1986
1988	1989	1989	1990	1989	1990	1989	1990
1991	1990	1992	1991	1992	1991	1991	1992
1994	1992	1993	1994	1993	1994	1993	1994

L'histogramme de la figure (3.22) présente le pourcentage de surface globale caractérisée par un coefficient de corrélations de GZ500 statistiquement significatif avec un niveau de confiance de 95%. Étant donnée la taille des échantillons pour chaque catégorie d'années (12 années EPSO, 12 années NEPSO) le pourcentage de surface globale caractérisée par un coefficient de corrélations statistiquement significatif est celui proportionnel aux régions colorées dont les valeurs de corrélations dépassent un seuil de +0,49 et -0,49 alors que celui calculé pour toutes les années est de +0,33 et -0,33.

Les images situées à gauche de la figure (3.22) représentent le pourcentage global des surfaces calculé pour chaque saison. Celles situées à droite représentent le calcul du pourcentage global pour les deux derniers mois de la saison en question.

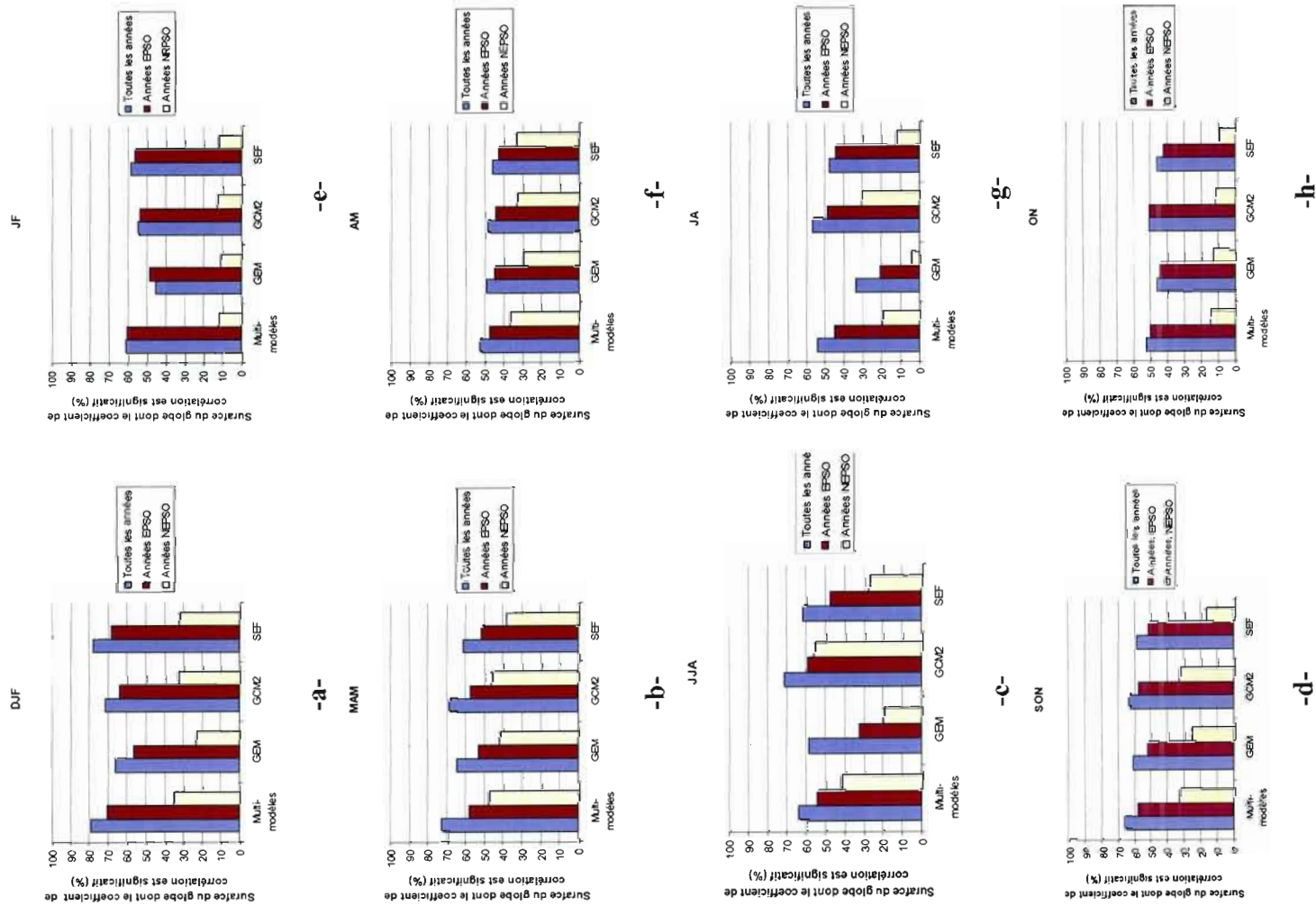
Dans cette étude nous avons remarqué que les modèles prévoient mieux les anomalies de GZ500 lors des années EPSO relativement aux années NEPSO (figures 3.22.a,-b,-c et -d). En outre, le signal ENSO semble se propager jusqu'au deuxième et troisième mois de la saison prévue et est bien capturé par l'ensemble des quatre modèles (figures 3.22.e,-f,-g et -h). Celui-ci est relativement plus important durant l'hiver et le printemps. Ces mêmes résultats ont été confirmés en effectuant la même analyse en utilisant d'autres variables atmosphériques telles que, l'épaisseur hydrostatique et la température de l'air à la surface et la température à 850 hPa; nous présentons dans l'appendice (C) les prévisions de ces champs durant les saisons d'hiver et printemps boréals; le *multimodèle* montre toujours un meilleur score.

Cette analyse nous a permis de vérifier une fois de plus que le pouvoir de prévisibilité de nos modèles s'améliore significativement durant les années EPSO relativement aux années NEPSO.

Afin de distinguer l'influence des conditions aux limites océaniques sur cette performance des modèles nous montrons à la figure (3.23) les corrélations

temporelles de GZ500 calculées entre les anomalies prévues par le *multimodèle* des deux derniers mois de la saison d'hiver boréal (janvier, février) et les données de ré-analyses NCEP/NCAR. Nous avons choisi le *multimodèle* car il montre une meilleure habileté relativement aux trois autres modèles. La première carte située en haut à gauche de la figure (3.23.a) montre les corrélations globales calculées sur vingt six ans, la deuxième carte à droite (figure 3.23.b) montre les scores calculées durant les années EPSO et la dernière carte en bas (figure 3.23.c) montre les scores calculées durant les années NEPSO. L'observation de la carte figure (3.23.b) nous laisse conclure que durant les années EPSO le *multimodèle* est nettement meilleure à prévoir les anomalies saisonnières de GZ500 relativement aux années NEPSO (figure 3.23.c). En particulier, nous remarquons que les régions situées au nord-est du Pacifique à l'est ainsi qu'à l'ouest du Canada sont bien prévues par le *multimodèle*. Le patron observé au niveau de ces régions ressemble à celui de PNA (Wallace et Gutzler, 1981). Ce même patron disparaît lors des années NEPSO (troisième carte en bas). Enfin, nous notons qu'en effectuant une analyse similaire avec d'autres variables atmosphériques (Cartes non représentées) telles que l'épaisseur hydrostatique (DZ100) et la température à 850 hPa (TT850), nous avons abouti à la conclusion suivante : quelque soit la saison prévue (parmi : djf, mam, jja et son) les modèles sont plus performant lors des années EPSO que par rapport aux années NEPSO. En outre, les saisons d'hiver et printemps sont très bien prévues par nos modèles.

Figure 3.22: Pourcentage de surface du globe dont le coefficient de corrélation du géopotentiel à 500 hPa (GZ500) est statistiquement significatif (95%); calculé durant les saisons : a) djf (décembre, janvier, février); b) mam (mars, avril, mai); c) jja (juin, juillet, août); d) son (septembre, octobre, novembre); e) jf (janvier, février); f) am (avril, mai); g) ja (juillet, août); h) on (octobre, novembre). Les rectangles en couleur bleue représente les vingt six années de simulations, celles en couleur mauve représentent les années EPSO et celles en couleur jaune représentent les années NEPSO.



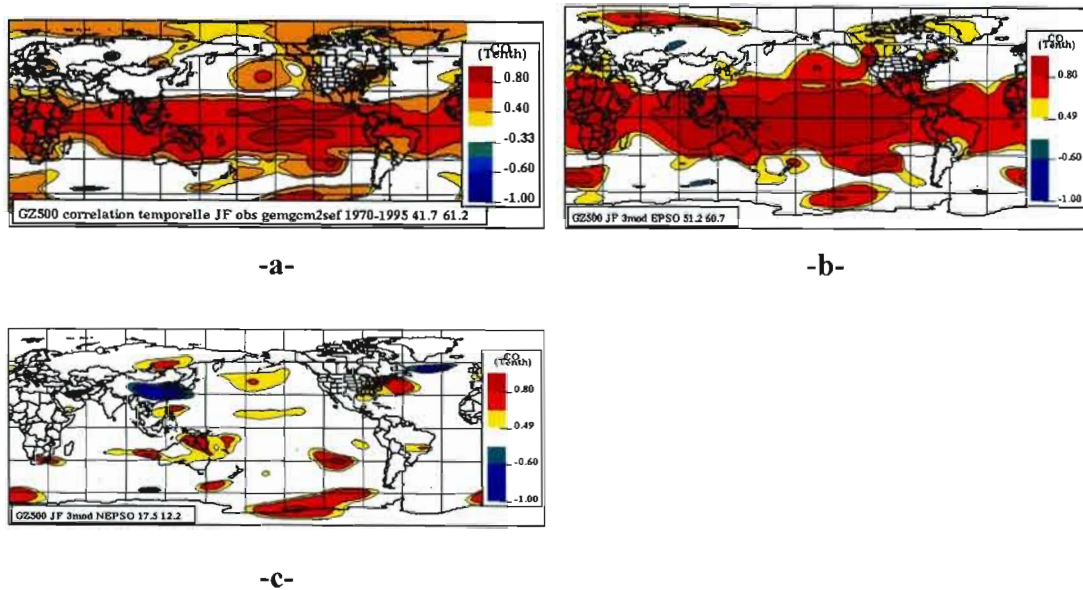


Figure 3.23: Corrélations temporelles entre les anomalies de géopotentiel à 500 hPa (GZ500) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le *multimodèle* durant la saison *jf*, calculées sur la période : a) les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO. Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.

Dans le prochain paragraphe nous allons présenter la suite de nos analyses. Dans celui-ci nous montrons l'histogramme du pourcentage global saisonnier des régions caractérisées par une corrélation temporelle statistiquement significative. Celle-ci est calculée entre les anomalies des précipitations (Xie et Arkin, 1997) et celle prévues par nos quatre modèles. L'objectif de cette analyse est semblable à celui discuté au paragraphe précédent à savoir : vérifier la réponse des modèles aux forçages issus de l'océan Pacifique.

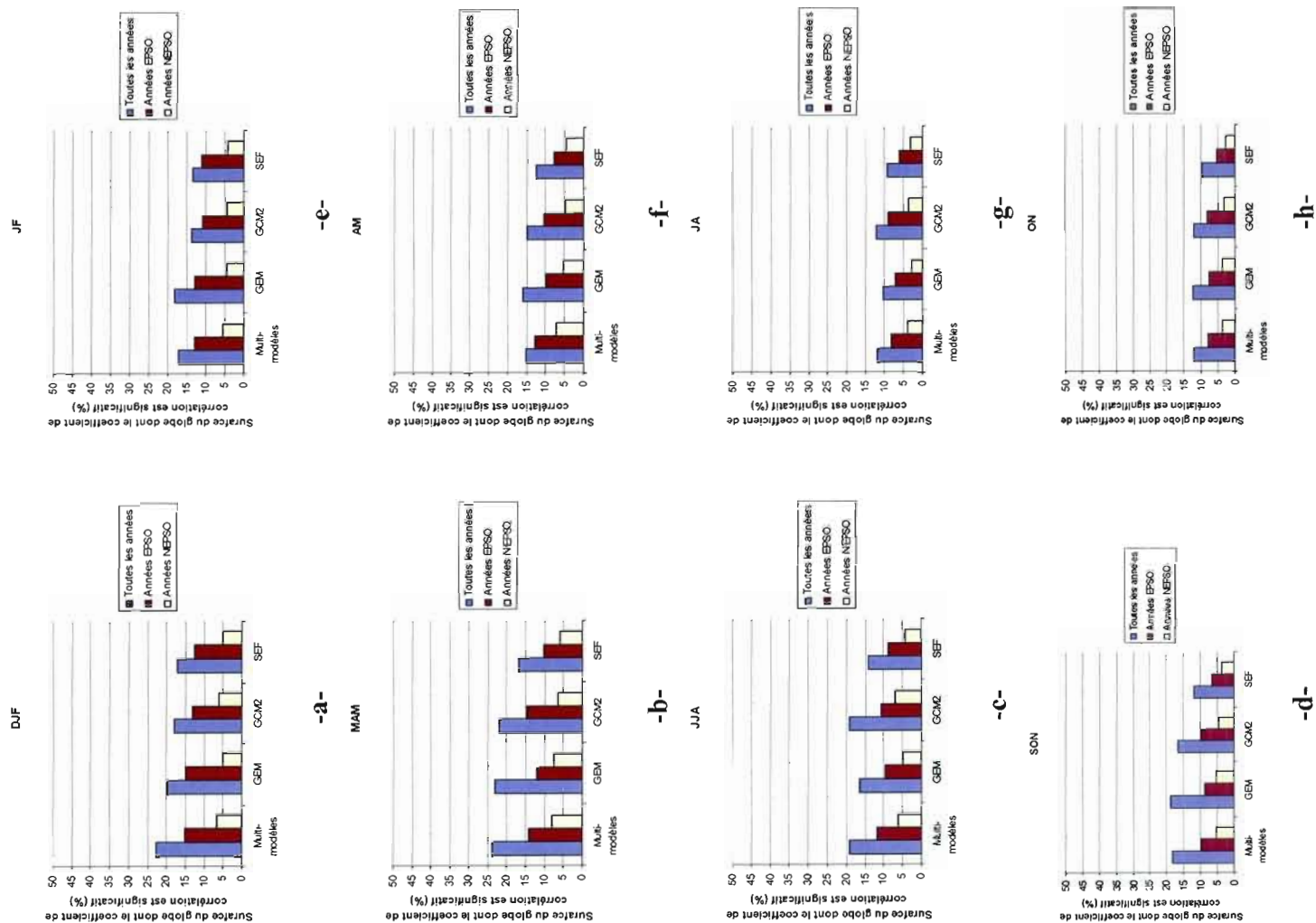
Nous notons que dans nos calculs les corrélations significatives ont été fait d'une façon différente de celle suivie précédemment. Ceci s'explique par le fait que pour le champ des précipitations les nombres d'années EPSO/NEPSO ne sont pas égaux; par exemple de 1979 à 1994 dans le cas de mam (mars, avril, mai) on a sept années EPSO et huit années NEPSO. Dans ce cas nous avons choisis notre seuil de corrélation

significative proportionnel à la plus courte durée. Dans cet exemple celui-ci est proportionnel à sept ans et est égale à $\pm 0,65$. Nous avons, par la suite, appliqué la même procédure pour les autres saisons.

Les résultats présentés à la figure (3.24.a,-b,-c et d) montrent clairement que durant les années EPSO les modèles présentent un meilleur score. En outre, le signal issue de l'océan Pacifique semble se propager jusqu'aux deux derniers mois de la prévision (3.24.e,-f,-g et h). En outre, la saison mam est mieux prévue relativement aux autres saisons par nos modèles.

Afin de distinguer l'influence des conditions aux limites océaniques sur la qualité des prévisions des anomalies des précipitations nous montrons à la figure (3.25) les corrélations temporelles des précipitations calculées entre les anomalies prévues par le *multimodèle* des deux derniers mois de la saison de printemps boréal (avril, mai) et les données de Xie-Arkin. La première carte située en haut à gauche de la figure (3.25.a) montre les corrélations globale calculées sur quinze ans, la deuxième carte à droite (3.25.b) montre les corrélations calculées durant les années EPSO (7 années) et la dernière carte en bas (3.25.c) montre les corrélations calculées durant les années NEPSO (7 années). L'observation de la deuxième carte (figure 3.25.b), nous amène à conclure que durant les années EPSO, le *multimodèle* est meilleur à prévoir les anomalies saisonnières des précipitations comparativement aux années NEPSO (figure 3.25.c). En outre, comparativement à la figure (3.21)-(dernière carte en bas – prévisions mam de *multimodèle*), nous avons remarqué qu'au niveau de la figure (3.25.a) la zone de corrélation significative de «Storm Track» Pacifique est remarquablement éparpillée. Nous concluons par la suite que l'habileté des modèles à prévoir le «Storm Track» est issue essentiellement des conditions initiales. Ce qui semblerait nous indiquer que nos modèles ont une bonne performance lors des premières semaines de prévisions.

Figure 3.24: Pourcentage de surface du globe dont le coefficient de corrélation des précipitations (PR0) est statistiquement significatif (95%); calculé durant les saisons: a) djf (décembre, janvier, février); b) mam (mars, avril, mai); c) jja (juin, juillet, août); d) son (septembre, octobre, novembre); e) jf (janvier, février); f) am (avril, mai); g) ja (juillet, août); h) on (octobre, novembre). Les rectangles en couleur bleue représente les vingt six années de simulations, celles en couleur mauve représentent les années EPSO et celles en couleur jaune représentent les années NEPSO.



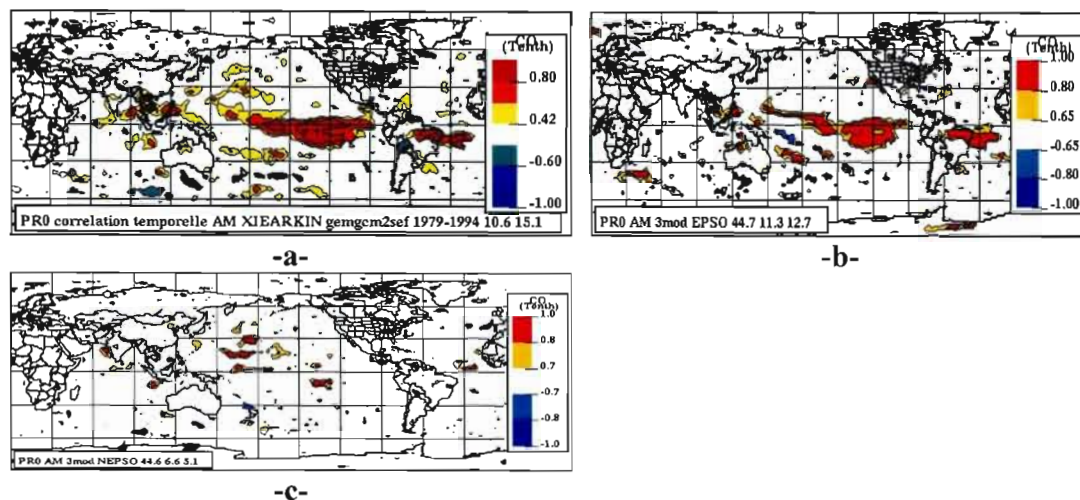


Figure 3.25: Corrélations temporelles entre le champ des précipitations (PR0) de Xie Arkin et celles prévues par le *multimodèle* durant la saison *am* (avril, mai); calculées sur la période : a) 15 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO. Les valeurs prescrites dans la légende de chaque carte en bas représentent respectivement de gauche à droite : la moyenne globale des corrélations et le pourcentage des surfaces colorées.

3.3 Discussions

Dans les sections précédentes nous avons constaté que nos modèles ont une meilleure performance au-dessus des tropiques relativement aux extra-tropiques. En outre, nous avons remarqué qu'en général leur pouvoir prédictif des saisons d'hiver et printemps boréals est plus important par rapport aux autres saisons. Dans ce qui suit nous présentons le point de vue de la littérature à propos de ces observations.

La plupart des études portant sur la prévisibilité s'attachent à la validation des modèles et cherchent à estimer la part de la variabilité atmosphérique qui est "potentiellement" prévisible (Stern et Miyakoda, 1995; Zwiers, 1996; Straus et Shukla, 2000; Lin, 2001; Kang et Lee, 2003).

Rowell, 1998; Zwiers et al. 2000 ont présenté un formalisme mathématique afin de décrire la variabilité du climat permettant sa décomposition en une partie prévisible et une partie chaotique. Adoptant une démarche similaire Stern et Miyakoda en 1995 ont mesuré la "Reproductivité" du signal prévisible tandis que Schneider et Griffies en 1999 ont estimé le "Pouvoir Prédicatif" de différentes variables atmosphériques. Toutes ces études affirment qu'au niveau des tropiques la partie prévisible de la variabilité atmosphérique est relativement importante par rapport à la partie chaotique. Ceci explique, en général, l'amélioration observée du "Pouvoir Prédicatif" des modèles au-dessus de ces régions. En revanche, en dehors des tropiques la partie imprévisible de la variabilité du climat est beaucoup plus importante que celle prévisible ce qui engendre la dégradation de la qualité des prévisions des modèles (Kang et Lee, 2003).

Les modèles sont devenus un outil indispensable pour mieux comprendre les interactions physiques entre l'océan et l'atmosphère. Comme première approche la réponse atmosphérique a été étudiée dans des modèles linéaires qui font appel à un forçage par le chauffage diabatique (Frankignoul, 1985). Le problème majeur de cette approche est la détermination de la relation entre les SST aux moyennes latitudes et le chauffage diabatique. Ces modèles ont montré que les anomalies de chauffage diabatique tropicales ou extratropicales génèrent une réponse quasi barotrope se propageant le long du globe. La deuxième approche consiste à utiliser les GCM atmosphériques. Ceux-ci permettent d'échapper au problème crucial de l'estimation du chauffage diabatique car il est calculé explicitement. Mais la réponse des modèles est sensible aux asymétries zonales de l'écoulement moyen (Simmons et al., 1983) ou du forçage. Elle dépend aussi fortement des interactions entre les transitoires et l'écoulement moyen (Branstator, 1992). Ces modèles montrent que la réponse linéaire à une anomalie de chauffage diabatique est barocline. La réponse à une anomalies de SST est quasi barotrope. Les transitoires et en particulier les flux de vorticité transitoires vont transformer la réponse initialement barocline en réponse barotrope

(Kushnir et al., 2002). Un tel mécanisme de "barotropisation" de la réponse atmosphérique a été mis en évidence dans plusieurs études ayant comme objectif la compréhension des processus d'interactions physiques entre l'atmosphère et l'océan (Li et Conil, 2003)

Plusieurs études récentes ont présenté les résultats de simulations utilisant un GCM forcées par des anomalies de SST stationnaires. Kushnir et al. (2002) ont présenté une revue de ces articles et de leurs conclusions majeures. Ces simulations ont confirmé les principales caractéristiques établies précédemment, tout en étant souvent en profond désaccord entre elles. L'origine de ce désaccord provient de l'effet non-linéaire des transitoires. Toutefois, ces études montrent que la réponse atmosphérique à des anomalies de SST extratropicales est faible et dépendante du modèle, elle est modulée par la position et l'intensité des anomalies de SST (Robinson, 2000). Peng et al. (1995) supporte cette conclusion en découvrant que la réponse atmosphérique simulée aux anomalies de SST est dépendante de l'état moyen atmosphérique, donc du modèle mais aussi de la saison étudiée. Cette dépendance en l'état de base de la circulation atmosphérique intervient principalement à cause de l'effet des transitoires et de leur interaction avec cet état de base (Peng et al., 1997). C'est le feedback des transitoires qui peut aussi expliquer la sensibilité à la position du forçage. Peng et Whitaker en 1999 ont démontré que l'effet des transitoires sur la réponse moyenne dépend de la position relative du forçage et des «Storm Tracks». Ils ont montré que la réponse directe barocline caractéristique d'un modèle quasi-géostrophique linéaire ne dépendait pas de la circulation moyenne. Cette réponse directe barocline, forte en surface et plus faible en haute troposphère, modifie la circulation moyenne et les «Storm Tracks». Les modifications des «Storm Tracks» (position, intensité, orientation) vont produire un autre forçage par les flux de vorticité transitoires. Cet autre forçage lui est profondément dépendant de l tat moyen. Les auteurs ont poursuivi leur investigation en recherchant le lien entre la réponse stationnaire et la variabilité interne. Ils ont confirmé que la réponse stationnaire est la somme d'une

composante directe barocline forcée par le chauffage local et d'une composante induite par le forçage des flux de vorticité transitoires. La réponse au forçage des flux de vorticité transitoires ressemble au mode de variabilité interne. Le feedback des transitoires se projette sur les modes de variabilité interne (Peng et Robinson, 2001). Or la réponse stationnaire est largement déterminée par cet effet des transitoires. Elle est donc dépendante de la variabilité interne. Robinson (2000) a aussi mentionné que la réponse moyenne se projette sur les modes de variabilité interne. La réponse moyenne est associée à des modifications de la fréquence d'occurrence des régimes préférentiels de la circulation.

Jusqu'à l'écriture de ces lignes la recherche se continue pour expliquer convenablement les différents aspects physiques du couplage océan/atmosphère. En attendant avoir plus des résultats convaincantes expliquant mieux ces aspects, le traitement mathématique (statistique) reste incontournable.

Nos modèles performant bien au-dessus des tropiques ainsi qu'au dessus de certaines régions en dehors des tropiques comme le nord-est de l'océan Pacifique/Amérique du Nord. Ceci peut être expliqué au moyen des relations diagnostiques telles que la téléconnectivité, une mesure importante révélant les grandes caractéristiques de la variabilité climatique et atmosphérique (Horel et Wallace, 1981; Wallace et Gutzler, 1981). La téléconnectivité décrit la cohérence spatiale de la variabilité. Wallace et Gutzler (1981) ont montré que la téléconnectivité est élevée dans le Pacifique Nord, au Nord de l'Amérique du Nord, au Sud du Groenland et sur une large bande s'étendant du Golfe du Mexique à l'Europe. Horel et Wallace, (1981); Trenberth et al, (1998), ont montré que l'influence de la persistance de l'anomalie de la température de la surface de l'océan Pacifique sur la circulation dynamique au-dessus de la région Nord du Pacifique/Amérique du nord est expliquée grâce à la téléconnectivité.

Dans le prochain paragraphe nous expliquons pourquoi nos modèles sont, en général, plus habiles à prévoir les anomalies saisonnières hivernales.

Les variations des conditions de surface océanique soutiennent une variabilité atmosphérique "externe" dont la prévisibilité potentielle est assez élevée. La majeure partie de cette variabilité "externe" est forcée par les anomalies de SST tropicales associées à El Niño qui maintiennent un Pont Atmosphérique (Lau et Nath, 1994) via une onde de Rossby à grande échelle et une modification de la cellule de Hadley locale dont la branche ascendante est située sur l'Amérique du Sud (Tyrell et al., 1996). Cette variabilité atteint son maximum en fin d'année et influence directement l'état de l'atmosphère, grâce à la téléconnectivité, durant la saison d'hiver boréal.

3.4 Résumé

En résumé, dans ce chapitre nous avons présenté les résultats de prévisions numériques saisonnières effectuées par l'ensemble des trois modèles plus le multimodèle. Nous avons abouti à la conclusion suivante : les saisons d'hiver et printemps boréales sont bien prévues par l'ensemble des quatre modèles (GEM, GCM2, SEF et le *multimodèle*). Ceci étant conforme aux expériences réalisées dans le contexte d'évaluation des modèles de prévisions numériques saisonnières et présentées au chapitre I. De plus, nous avons remarqué que les quatre modèles représentent convenablement les conditions saisonnières de nos quatre variables choisies au-dessus des tropiques. Une tentative d'expliquer cette amélioration du «skill» se résume en la magnitude de la variabilité externe du climat (prévisible) importante au niveau des tropiques. En ce qui concerne la prévision de l'anomalie des champs de précipitations, nous avons noté que celles-ci sont relativement bien prévus par l'ensemble de nos modèles au-dessus d'une région critique de l'océan Pacifique : la route des dépressions «Storm Track» du Pacifique. Celle-ci étant connue par ses perturbations influençant le climat de l'est de l'Asie ainsi que celui du nord de

l'Amérique. En outre, nous avons remarqué que le «skill» des modèles à prévoir les régions de «Storm Track» Pacifique est important durant le premier mois de la prévision. Ceci, peut-être expliquer par le fait que ce phénomène est essentiellement influencé par les conditions initiales. En outre, cette habileté de prévoir les anomalies des précipitations de ces régions nous montre que nos modèles peuvent avoir un bon potentiel de prévisibilité sur une échelle mensuelle.

D'autres régions comme le nord-est du Pacifique, l'Amérique du Nord et l'Afrique de Nord ont été convenablement prévues par chacun des trois modèles.

L'analyse des prévisions des deux derniers mois de la saison lors des années EPSO/NEPSO nous a montré que la majorité du «skill» provient des conditions de surfaces océaniques. En particulier, lorsque celles-ci présentent une anomalie de la température de surface importante (années EPSO). Ceci argumente notre hypothèse de base à savoir l'habileté de nos modèles à prévoir les anomalies saisonnières provient essentiellement des conditions de la surface de l'océan.

Enfin, nous remarquons qu'en règle générale le *multimodèle* est plus habile à prédire l'évolution temporelle de nos trois champs atmosphériques. Un résultat qui vient appuyer plusieurs analyses antérieurs qui ont étudiés ce concept (ex.: Palmer et al., 2004).

CONCLUSION

Ce mémoire se voulait une étape vers la validation des résultats de trois modèles dynamiques canadiens de prévisions numériques saisonnières. Il est inspiré des expériences HFP (Prévisions historiques saisonnière, en anglais Historical Forecasting Project)- (Derome et al., 2001) réalisés par le groupe canadien de recherche en variabilité du climat (CLIVAR). À la différence du projet HFP nous avons utilisé dans notre travail les résultats de trois modèles canadiens de prévision saisonnière.

Ayant conscience du rôle de l'océan sur la prévision à longue échéance, les intégrations de l'ensemble des trois modèles ont été exécutées en tenant compte de l'hypothèse de la persistance de l'anomalie de la température de la surface de l'océan Pacifique (SSTA) du mois qui précède la période de prévision. En effet, la grande inertie thermique de l'océan Pacifique lui permet de maintenir quasi constant sa température de surface pour une longue période (une saison).

En post-traitement, et pour tenter d'améliorer les prévisions finales, nous avons calculé la moyenne d'ensemble des prévisions des trois modèles. Celle-ci représente la combinaison des résultats des trois modèles divisés par leur écart type respectif.

La comparaison qualitative entre les données ré-analysées et l'ensemble des simulations des modèles nous montre que ceux-ci ont une bonne capacité de prévoir les variations saisonnières des champs de variables atmosphériques dans les régions tropicales. En dehors des tropiques les modèles représentent un bon «skill» au-dessus de la région nord-est du Pacifique et au-dessus de l'Amérique du nord. Ce «skill» se présente sous forme de patron de PNA (Pacifique/Amérique du nord). Celui-ci

influence fortement les précipitations dans plusieurs régions en Amérique du Nord au cours de l'hiver et le printemps boréals et expliquant en partie la variation saisonnière des quantités des précipitations dans la région des Prairies (Dàithi et al., 2000).

La bonne performance des modèles observée au-dessus des tropiques est expliquée comme suit : au niveau de cette région du globe la partie prévisible de la variabilité atmosphérique est relativement importante par rapport à la partie chaotique. Celle-ci est intimement liée à la capacité des modèles à bien prévoir la réponse linéaire à une anomalie de chauffage diabatique issue du forçage de l'océan. En ce qui concerne la réponse des modèles aux forçages observés de l'océan dans les extra-tropiques; celle-ci est modulée par la position et l'intensité des anomalies de SST. La sensibilité à la position du forçage est expliquée dans littérature par le feedback des transitoires. Certains auteurs (Peng et Whitaker en 1999) ont démontré que l'effet des transitoires sur la réponse moyenne dépend de la position relative du forçage et des «Storm Tracks».

La bonne performance de nos modèles à prévoir les anomalies saisonnières des régions du nord-est du Pacifique/Amérique du Nord est expliquée au moyen de la téléconnectivité. Celle-ci décrit la cohérence spatiale de la variabilité atmosphérique. Nos résultats appuient d'autres études; ceux-ci ont montré que la téléconnectivité est élevée dans le Pacifique Nord/Amérique du Nord et que les modèles de circulation globale sont capables de bien prévoir le climat de cette région (ex.: Zwiers et al., 2000; Van Den Dool, 1994).

Les régions bien prévues par nos modèles sont généralement celles connues par leur dépendance à l'état de la surface de l'océan Pacifique (Horel et Wallace, 1982; Trenberth et al., 1998). Sachant que l'anomalie de la température de la surface de l'océan Pacifique atteint son maximum durant l'hiver boréal, nos résultats de prévisions ont montré que durant cette saison nos modèles ont une meilleure habileté

à prévoir la circulation dynamique globale en particulier celle du Pacifique Nord/Amérique du Nord .

L'un des objectifs principaux de ce projet était de valider la moyenne d'ensemble dite *multimodèle*. Une des premières conclusions est que le *multimodèle* semble bien reproduire les anomalies saisonnières de la circulation dynamique globale, de la température à haute altitude (850 hPa) et à la basse couche de l'atmosphère (DZ1000) ainsi que le champ des précipitations.

La répartition spatiale des corrélations temporelles des anomalies des précipitations nous a révélée que nos modèles prévoient bien la zone de haute variabilité appelée «Storm Tracks» du Pacifique ou route des dépressions (Hoskins and Valdes, 1990)- (10°N - 40°N et 160°E – 120° W). Cette région caractérise l'échange énergétique important qui s'effectue entre l'atmosphère et l'océan, ce qui influence le climat de l'Amérique du Nord et celui de l'Asie.

Pour vérifier notre hypothèse de base, à savoir l'influence de la SSTA sur la qualité des prévisions de nos modèles, nous avons stratifié en deux groupes les vingt six années de simulations (quinze ans dans le cas des précipitations). Le premier groupe d'année représente les années EPSO; ce sont les années caractérisées par une forte SSTA de l'océan Pacifique. Le deuxième groupe d'années représente les années NEPSO; ce sont les années caractérisées par une faible SSTA de l'océan Pacifique. Cette analyse a été faite au moyen de la décomposition en composantes principales (EOF) de la température de la surface de l'océan Pacifique (SST) du mois qui précède la saison à prévoir (Derome et al., 2001). Les résultats de cette analyse nous ont confirmé que chacun de nos modèles est nettement plus performant lors des années EPSO relativement aux années NEPSO. Dans une deuxième étape nous avons refait le même calcul mais en utilisant la moyenne des deux derniers mois de la saison. L'objectif recherché en faisant ce calcul est de distinguer l'influence sur nos prévisions des conditions initiales de celles aux limites océaniques. Les résultats de ce

calcul nous ont prouvé que la majorité du «skill» de l'ensemble de nos modèles provient des conditions aux limites océaniques. En outre, nos résultats nous ont révélés que l'habileté de nos modèles à prévoir la région de «Storm Track» du Pacifique est essentiellement influencée par les conditions initiales. Au-delà du premier mois de prévision le «skill» de chacun de nos quatre modèles disparaît au dessus de cette région. Enfin, nous avons remarqué que les anomalies des précipitations au-dessus de l'ouest canadien sont aussi très bien prévues par l'ensemble de nos modèles.

Enfin, nous avons remarqué quelques différences entre les résultats de nos modèles. Celles-ci ont été localisées lors de la prévision du champ de la circulation dynamique globale au-dessus de l'Amérique du Nord. Une explication à cette différence pourrait être attribuée aux schémas numériques différents d'un modèle à un autre. Plus précisément, nous soupçonnons la différence entre les schémas de surfaces adopté pour chaque modèle est à l'origine de cette différence.

En guise de conclusion générale à notre travail, voici les principaux points importants auxquels nous sommes arrivés :

- Les quatre modèles (les trois modèles plus le *multimodèle*) semblent reproduire bien les patrons de la circulation dynamique au sein de l'atmosphère;
- Les corrélations des anomalies de la température de surface ou à mi-altitude sont en générale moins forte que pour la circulation dynamique;
- La région tropicale est généralement bien mieux prévue que les extra-tropiques;

- Parmi les trois modèles validés le modèle GCM2 prévoit bien les anomalies de la circulation dynamique globale ainsi que les champs de températures;
- Le modèle GEM, quant à lui, est le meilleur à prévoir le champ des précipitations;
- Le *multimodèle* est généralement meilleur à prévoir les conditions saisonnières des variables choisies.
- Les années EPSO sont mieux prévues par rapport aux années NEPSO; le signal issu de l'océan se propage jusqu'au deux derniers mois de la saison. Ceci confirme notre hypothèse de base à savoir : l'habileté de nos modèles à prévoir les anomalies saisonnières des champs de variables atmosphériques provient essentiellement des conditions de surfaces de l'océan.
- Les régions de «Storm Tracks» ou route des dépressions du Pacifique sont très bien prévues par l'ensemble de nos quatre modèles. Leur prévision est essentiellement influencée par les conditions initiales.

APPENDICE A

Fonctions orthogonales empiriques (EOF)

Dans notre démarche de calcul des EOF nous avons commencé tout d'abord par organiser nos données sous forme d'un ensemble de vecteurs. Celles-ci représentent typiquement les enregistrements des valeurs des variables en différents endroits à un moment fixé; par exemple, les valeurs de la température de la surface de l'océan Pacifique (SST) en un grand nombre de points de l'océan constituant une grille.

Afin de bien illustrer ce propos, imaginons que l'on ait une série temporelle de vecteurs $x(t)$ de composantes $x_1(t), x_2(t), \dots, x_k(t)$; cette série est de moyenne nulle (les $x(t)$ représentent les anomalies¹ calculées en chaque point de grille). On définit ainsi la matrice de covariance de la série comme suit : $C = \overline{x(t)x(t)^T}$, où la barre représente une moyenne temporelle et $x(t)^T$ est le transposé de $x(t)$.

La trace de cette matrice est simplement la variance de l'ensemble des données. De plus, si $V(t)$ est un vecteur unitaire quelconque, la variance de l'ensemble des données le long de la direction $V(t)$ est : $Var(V) = V^T C V$.

On note que $Var(V)$ est bien positive ou nulle car C est définie positive. En outre, C étant symétrique, elle est diagonalisable en un système complet de vecteurs orthogonaux : $Ce_k = \lambda_k e_k$ avec $k = 1, 2, 3, \dots, N$.

Ainsi, la k -ième valeur propre λ_k est la valeur de la variance de l'échantillon de données dans la direction e_k : $Var(e_k) = e_k^T C e_k = \lambda_k e_k^T e_k = \lambda_k$.

¹ Dans notre cas, le terme anomalie représente la différence entre la moyenne saisonnière pour une saison donnée et la climatologie calculée sur 26 ans (1969-1994).

En ordonnant les valeurs propres par ordre décroissant, on montre que la direction e_k est aussi celle qui maximise le fonctionnel $Var(V)$ et qu'elle représente donc la direction de la variance maximale de l'ensemble de données.

La démonstration complète de ce point se trouve dans Preisendorfer (1988). Donc e_1 représente bien la direction qui maximise la variance.

Enfin, e_2 : représente la direction qui maximise la variance, sous contrainte d'orthogonalité avec e_1 ; e_3 maximise la variance sous contrainte d'orthogonalité avec les deux premières, et ainsi de suite.

Les vecteurs propres e_k de la matrice de covariance sont généralement appelés des fonctions empiriques orthogonales (EOF). D'autres propriétés dérivent de la définition des EOF : puisque les EOF sont une base orthonormale de l'espace vectoriel des x , on peut exprimer les x sur cette base comme suit : $x(t) = \sum_{k=1}^N p_k(t) e_k$.

Les coefficients $p_k(t)$ sont généralement appelés composantes principales. La variance temporelle des $p_k(t)$ est aussi égale à λ_k . De plus, les composantes principales présentent la propriété d'être orthogonales entre elles, c'est-à-dire d'être décorréliées dans le temps.

APPENDICE B

Schéma semi-implicite semi-lagrangien

L'emploi des schémas temporels explicites avec les équations primitives impose d'utiliser des pas de temps six fois inférieurs à ceux des modèles filtrés, uniquement pour satisfaire la condition de Courant Friedrichs-Levy (CFL). Un modèle filtré permet de réaliser une prévision d'une variable de mesure (appelé aussi observation), connaissant son passé. En raisonnant sur la variable d'observation le filtre calcule en fait une prévision qui est ensuite corrigée par comparaison avec la mesure réelle.

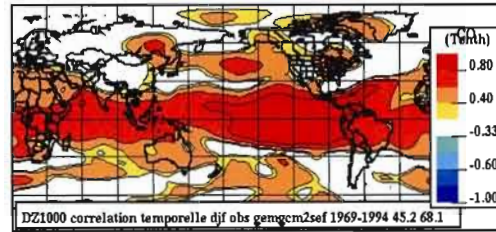
Une alternative a été fournie par Robert (1969), qui a proposé de traiter de façon implicite les termes responsables de la propagation des ondes de gravité. On obtient avec cet algorithme dit schéma temporel semi-implicite une nouvelle condition CFL beaucoup moins contraignante, puisqu'elle ne fait intervenir que la vitesse maximale du vent synoptique. Cette possibilité d'augmenter le pas de temps a sa contrepartie, car il faut alors résoudre un système d'équations linéaires (décomposition linéaire de Reynolds). Malgré cela, l'avantage va nettement à l'algorithme semi-implicite qui permet de diviser par un facteur 4 la durée d'exécution pour les modèles en points de grille, et plus encore pour les modèles spectraux. Cela explique la popularité de cette formulation qui s'est largement développé à partir des années soixante-dix.

Le traitement Lagrangien de l'advection a été utilisé pour la première fois par Fjörtoft (1952) pour résoudre un modèle simple de façon graphique, méthode dont s'est inspiré ultérieurement Lepas (1963) pour construire un modèle de prévision numérique. L'emploi de cette technique a également été proposé par Krishnamurti (1962), dans le but d'améliorer la précision des schémas numériques d'advection.

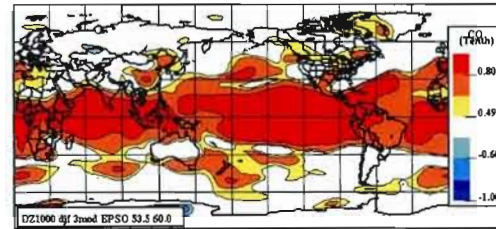
C'est cependant encore à Robert (1981) que revient le mérite d'avoir montré que son utilisation combinée au schéma semi-implicite permet de s'affranchir de la condition CFL. La discrétisation temporelles s'effectue sur la dérivée totale (ou dérivée lagrangienne) et oblige à interpoler les variables du modèle aux points de départ des particules aboutissant aux points de grille.

On obtient ainsi l'algorithme dit schéma temporel semi-lagrangien semi-implicite, qui permet d'augmenter encore le pas de temps dans les limites compatibles avec la précision recherchée pour la représentation des échelles de temps pertinentes.

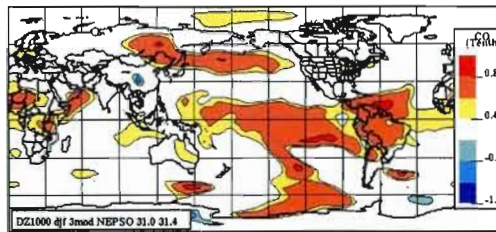
APPENDICE C



-a-



-b-



-c-

Figure 1: Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le *multimodèle* durant la saison *djf*, calculées sur la période: a) toutes les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO.

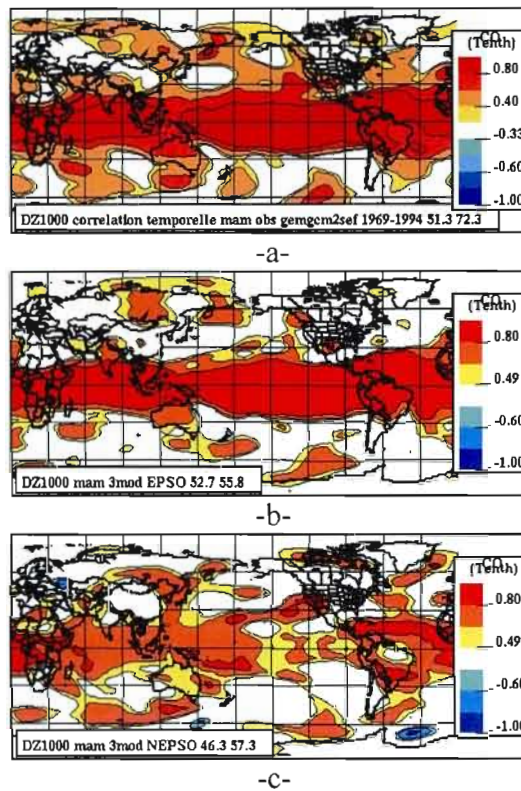


Figure 2: Corrélations temporelles entre les anomalies de l'épaisseur hydrostatique (DZ1000) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le *multimodèle* durant la saison *mam*; calculées sur la période: a) toutes les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO.

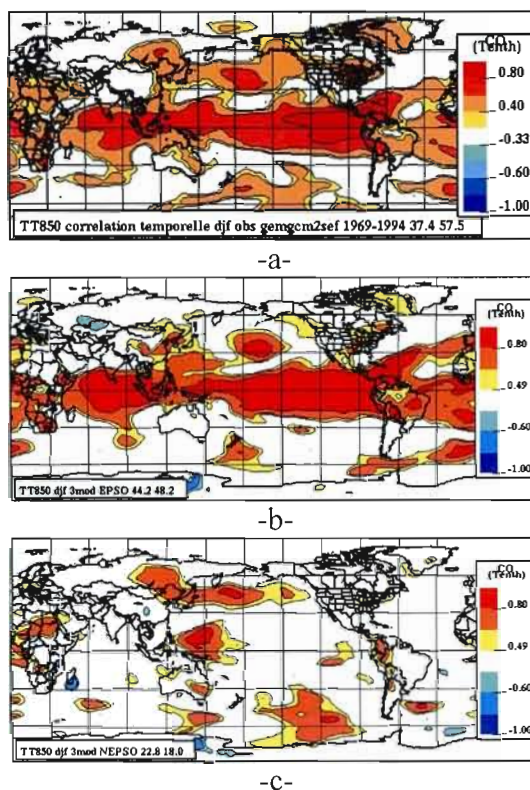


Figure 3: Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le *multimodèle* durant la saison *djfé*, calculées sur la période: a) toutes les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO.

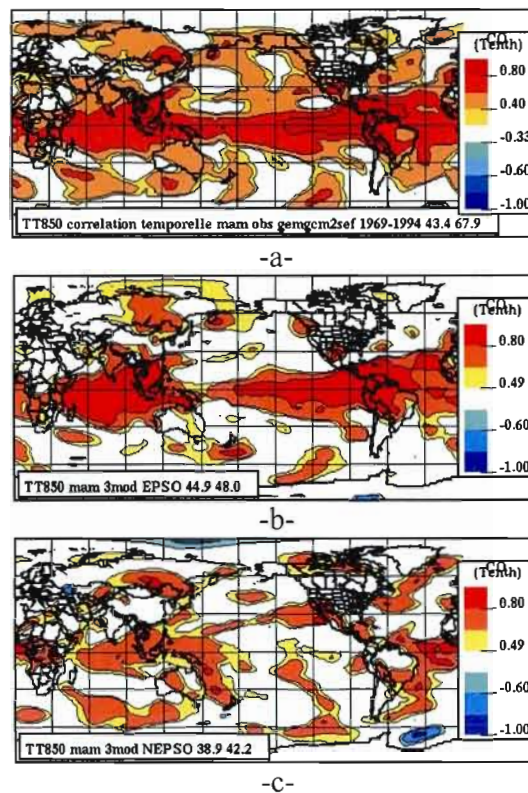


Figure 4: Corrélations temporelles entre les anomalies de la température à 850 hPa (TT850) ré-analyses (NCEP/NCAR) et celles prévues par le *multimodèle* durant la saison *mam*; calculées sur la période: a) toutes les 26 ans, b) années EPSO et c) années NEPSO.

LISTE DES RÉFÉRENCES

- Boer, G. J., N. A. McFarlane, et M. Lazare, 1992. «Greenhouse Gas-induced Climate Change Simulated with the CCC Second Generation General Model». *J. Clim.*, **vol. 5**, p. 1045-1077.
- Boer, G.J., 1985. «Modelling the atmospheric response to the 1982/83 El Nino In: Coupled Atmosphere-Ocean Models». J.C.J. Nihoul (Ed), Elsevier, Amsterdam, p. 7-17
- Boer, G. J., N. A. McFarlane, R. Laprise, J. D. Hendersen, et J.-P. Blanchet, 1984. «The Canadian Climate Centre Spectral Atmospheric General Circulation Model». *Atmos.-Ocean*, **vol. 22**, p. 397-429.
- Boer, G. J., N. A. McFarlane, et R. Laprise, 1984. «The Climatology of the Canadian Climate Centre Circulation Model as Obtained from a Five-year simulation». *Atmos.-Ocean*, **vol. 22**, p. 430-473.
- Boer, G. J., et N. A. McFarlane, 1979. «The AES Atmospheric General Circulation Model. Report of the JOC Study Conference on Climate Models: Performance, Intercomparison and Sensitivity Studies». *GARP Publ. Ser.*, **No. 22, Vol. 1**, p. 409-460.
- Branstator, G., 1992. «The maintenance of low frequency atmospheric anomalies». *J. of Atmos. Sci.*, **vol 49**, p. 1924-1946.
- Cooley, J. W., et J. W. Tuckey, 1965. «An algorithm for the machine computation of complex Fourier series». *Math. Comp.*, **vol. 19**, p. 297-301.
- Côté, J., S. Gravel, A. Méthot, A. Patoine, M. Roch et A. Staniforth, 1998. «The operational CMC-MRB Global Environmental Multiscale (GEM) model. Part I: Design

- considerations and formulation». *Mon. Wea. Rev.*, **vol. 126**, p. 1373-1395.
- Dàithí A. S., A. J. Weaver et F. Zwiers, 2000. «Trends in Canadian Precipitation Intensity». *Atmos.-Ocean*, **vol. 38**, p. 321-347.
- Daley, R., C. Girard, J. Henderson, et I. Simmonds, 1976. «Short-Term Forecasting with a Multi-Level Spectral Equation Model. Part I – Model Formulation». *Atmosphere*, **vol. 14**, pp. 98-116.
- Derome, J., G. Brunet, A. Plante, N. Gagnon, G. J. Boer, F. W. Zwiers, S. Lambert, J. Sheng et H. Ritchie, 2001. «Seasonal Predictions Based on Two Dynamical Model». *Atmos.-Ocean*, **vol. 39**, p. 485-501.
- Déqué, M., 2003. «La prévision numérique à l'échelle saisonnière : que sait-on faire et que peut-on espérer ?». *La météorologie*, **vol. 41**, p. 20-29.
- Dix, M. R. et B. G. Hunt, 1995. «Chaotic influences and the problem of deterministic seasonal predictions». *Int. J. Climatol.*, **vol. 15**, p. 729-752.
- Dobbs-Reyces, F., M. Déqué, et J.-P. Pielike, 2001. «Multi-model spread and probabilistic seasonal forecasts in PROVOST». *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **vol. 126**, p. 2069-2087.
- Fillion, L., H. L. Mitchell, H. Ritchie, et A. Staniforth, 1995. «The impact of a digital filter finalisation technique in a global data assimilation system». *Tellus*, **vol. 47A**, p. 304-323.
- Fjörtoft, R., 1952. «On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation». *Tellus*, **vol. 4**, p. 179-194.
- Frankignoul, C., 1985. «Sea surface temperature anomalies, planetary waves and air sea feedbacks in the middle latitudes». *Review of Geophysics*, **vol 23**, p. 357-390.

- Goddard, L., S.-J. Mason, S.-E. Zebiak, C.-F. Ropelewski, R. Basher, M.-A. et Cane, 2001. «Current approaches to seasonal to interannual climate prediction». *Int. Journal of Climatology*, **vol. 21**, p. 1111-1152.
- Harzallah, A., et R. Sadourny, 1995. «Internal vs SST forced atmospheric variability as simulated by an Atmospheric General Circulation Model GCM». *Climate Dynamics*, **vol. 17**, p. 589-599.
- Holton, J. R., 1992. «An introduction to Dynamic Meteorology». *International Geophysics Series*, Academic Press, 391 pp.
- Horel, J.-D., et J.-M. Wallace, 1981. «Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the interannual variability of sea surface temperature in the equatorial Pacific». *Monthly Weather Review*, **vol. 109**, p. 813-829.
- Hoskins, B.-J., et P.-J. Valdes, 1990. «On the existence of storm-tracks». *J. of Atmos. Sci.*, **vol. 47**, p. 1854-1864.
- Kalnay E. et al., 1996. «The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project». *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **vol. 77**, p. 437-471.
- Kang, I.-S. et J.-Y. Lee, 2003. «Potential Predictability of summer Mean Precipitation in a Dynamical Seasonal Prediction System with Systematic Error Correction». *J. Clim.*, **vol. 17**, p 834-844.
- Krishnamurti, T. N., 1962. «Numerical integration of primitive equation by a quasi-Lagrangian advective scheme». *J. Appl. Meteor.*, **vol. 1**, p. 508-521.
- Kumar, A., M. Hoerling, M. Ji, A. Leetmaa, et P. Sardeshmuk, 1996. «Assessing a GCM's suitability for seasonal predictions». *J. Clim.*, **vol. 9**, p. 115-129.
- Kushnir, Y., W.-A. Robinson, I. Bladé, N.-M. Hall, S. Peng, et R. Sutton. 2002. «Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies : Synthesis and evaluation». *Journal of Climate*, **vol. 15**, p. 2233-2256.

- Lau, N-C., 1997. «Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation». *Bull. Atmos. Meteorol. Soc.*, **vol. 78**, p. 21-33.
- Lau, N-C., 1994. «A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system». *J. Clim.*, **vol. 7**, p. 1184-1207.
- Lau, N.-C., et M.-J. Nath, 1994. «The role of the atmospheric bridge in linking Tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies». *J. Clim.*, **vol. 9**, p. 2036-2055.
- Lepas, J., 1963. «Prévision barotrope globale au niveau de pression 500 mb». *Journal de mécanique et de physique de l'atmosphère II*, **vol. 19**, p. 97-104.
- Li, Z.-X., et S. Conil, 2003. «A 1000-year simulations with the IPSL ocean-atmosphere coupled model». *Annals of Geophysics*, **vol 46**, p. 39-46.
- Lin, H., 2001. «Seasonal predictability in a model atmosphere». *Journal of Climate*, **vol 14**, p 3017-3028.
- McFarlane, N. A., 1987. «The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere». *J. Atmos. Sci.*, **vol 44**, p. 1775-1800.
- Madden, R. A., 1976. «Estimates of the natural variability of time-averaged sea-level pressure». *Mon. Wea. Rev.*, **vol. 104**, p. 942-952 .
- Mailhot, J., R. Sarrazin, B. Bilodeau, N. Brunet, et G. Pellerin, 1997. «Developpement of the 35-km version of the operational regional forecast system». *Atmos.-Ocean*, **vol. 35**, p. 1-28.
- McFarlane, N. A., G. J. Boer, J.-P Blanchet et M. Lazare, 1992. «The Canadian Climate Centre second-generation general circulation model and its equilibrium climate». *J. Clim.*, **vol. 5**, p. 1013-1044.

- Miyakoda, K., J. Sirutis, et J. Ploshay, 1986. «One month forecast experiments without boundary forcings». *Mon. Weather Rev.*, **vol. 111**, p. 846-869.
- Orszag, S. A., 1970. «Transform method for the calculation of vector-coupled sums: Application to the spectral form of the vorticity equation». *J. Atmos. Sci.*, **vol. 27**, p. 890-895.
- Palmer, T. N., et J. Shukla, 2000. «DSP/PROVOST special volume». *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **vol. 126**, p. 1989-2351.
- Palmer, T. N. et al., 2004. «Developement of European Multimodel Ensemble System for seasonal -to-interannual Prediction (DEMETER)». *Amer. Meteor. Soc.*, **vol. 85**, p. 853-872.
- Parker, D. E., M. Jackson, et E. B. Horton, 1995a. «The 1961-1990 GISST2.2 sea surface temperature and sea-ice climatology». Note technique, **no. 63**, *Hedley Centre, UKMO*, Bracknell, UK, 42 pp.
- Peng, S., et W.-A. Robinson, 2001. «Relationships between atmospheric internal variability and the responses to an extratropical SST». *Journal of Climate*, **vol 14**, p. 2943-2959.
- Peng, S., et J.-S. Whitaker, 1999. «Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude SST anomalies». *Journal of Climate*, **vol 12**, p. 1393-1408.
- Peng, S., W.-A. Robinson, et M.-P. Hoerling, 1997. «The modeled atmospheric response of midlatitude SST anomalies and its dependence on background circulation states». *Journal of Climate*, **10**, 971-987.
- Peng, S., L.-A. Mysak, H. Ritchie, J. Derome, et B. Dugas, 1995. «The differences between early and midwinter atmospheric responses to sea surface temperature anomalies in the Northwest Atlantic». *Journal of Climate*, **vol 8**, p. 137-157.

- Peixoto, J. P. et A. H. Oort. 1992. «*Physics of Climate*». American Institute of Physics, New York, 557 pp.
- Preisendorfer, R. W. 1988. «Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography». Developments in Atmospheric Science, 17. Curtis D. Mobley (Ed) Elsevier, New York. 425pp.
- Krishnamurti T. N., 1962. «Numerical integration of primitive equations by a quasi-Lagrangian advective scheme». *J. Appl. Meteor.*, **vol 1**, p. 508-521.
- Kuo, H. L., 1974. «Further studies on the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow». *J. Atmos. Sci.*, **vol 31**, p. 1232-1240.
- Kuo, H. L., 1965. «On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection». *J. Atmos. Sci.*, **vol 22**, p. 40-63.
- Ritchie, H., C. Beaudoin, 1994. «Approximations and sensitivity experiments with a baroclinic semi-Lagrangian spectral model». *Mon. Wea. Rev.*, **vol. 122**, 2391-239.
- Ritchie, H., 1991. «Application of the semi-Lagrangian method to a multilevel spectral primitive-equations model». *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **vol. 117**, p. 91-106.
- Robinson, W.-A., 2000. «Review of the workshop on extra tropical SST anomalies». *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **vol 83**, p. 567-577.
- Rowell, D.-P., 1998. «Assesing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecadal GCM simulations». *Journal of Climate*, **vol 11**, p. 109-120.
- Robert, A. J., 1981. «A stable numerical integration scheme for the primitive meteorological equations». *Atmos.-Ocean*, **vol. 19**, pp. 35-46.

- Robert, A. J., 1969. «The integration of a spectral model of the atmosphere by the implicit method». *Meteoro. Soc. Of Japan*, Proceeding WMO/IUGG Symposium on Numerical Weather Prediction.. Tokyo, VII.19-VII.24.
- Schneider, T., et S.-M. Griffies, 1999. «A conceptual framework for predictability studies». *Journal of Climate*, **vol 12**, p. 3133-3155.
- Shukla, J., et al., 2000. «Dynamical Seasonal Prediction». *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **vol. 8**, p. 2593-2606.
- Shukla, J. et D. S. Gutzler, 1983. «Interannual variability and predictability of 500 mb heights over the Northern Hemisphere». *Mon. Weather Rev.*, **vol. 108**, p. 127-1279.
- Shukla, J., 1981. «Dynamical predictability of monthly means». *J. Atmos. Sci.*, **vol. 38**, p. 2547-2572.
- Simmons, A., J.-M. Wallace, et G.-W. Branstator, 1983. «Barotropic wave propagation and instability and atmospheric teleconnection patterns». *Journal of Atmospheric Science*, **vol 40**, p. 1363-1392.
- Slingo, J. M, et coauteurs, 1995. «Intraseasonal oscillation in 15 atmospheric circulation general circulation models: results from an AMIP diagnostic subproject». *Clim. Dyn.*, **vol 12**, p. 325-357.
- Stern, W., et K. Miyakoda, 1995. «Feasibility of seasonal forecasts inferred from multiple GCM simulations». *Journal of Climate*, **vol 8**, p. 1071-1085.
- Straus, D.-M., et J. Shukla, 2000. «Distinguishing between the SST forced variability and internal variability in mid latitudes: Analysis of observations and GCM simulations». *Quart. J. R. Met. Soc.*, **126**, 2323-2350.
- Sundqvist, H., E. Berge and J. E. Kristjansson, 1989. «Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model». *Mon. Wea. Rev.*, **vol 117**, p. 1641-1657.

- Trenberth, K. E., G. W. Bransator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, et C. Ropelewski, 1998. «Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures». *J. Geophys. Res.*, **vol. 103**, p. 14291-14324.
- Tyrell, G.-C., D.-J. Karoly, et J.-L. Mc Bride, 1996. «Links between tropical convection and variations of the extratropical circulation during TOGA COARE». *Journal of Atmospheric Science*, **53**, 2735-2748.
- Van den Dool, H. M., 1994. «Long-range weather forecasts through numerical and empirical methods». *Dyn. Atmos. - Oceans*, **vol. 20**, p. 247-270.
- Von Storch, H., et F. Zwiers, 1999. «Statistical Analysis in Climate Research». *Cambridge University Press*, 220 pp.
- Wallace, J.-M., et D.-S. Gutzler, 1981. «Teleconnections in the geopotential height field during the Northern hemisphere winter». *Monthly Weather Review*, **vol 109**, p 784-812.
- Wang, H., et R. Fu, 2000. «Winter monthly means atmospheric anomalies over the North Pacific and North America associated with El Nino SSTs». *J. Clim.*, **vol. 13**, p. 2210-3447.
- Xie, P., et P. A. Arkin, 1997. «Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs». *Bulletin of the American Meteorological Society*, **vol. 78**, 2539-2558.
- Yanenko, N., 1971. «The Method of Fractional Steps». *Springer*, 160 pp.
- Yeh, K.-S., et coauteurs, 2001. «The operational CMC-MRB Global Environmental Multiscale (GEM) model. Part III : Nonhydrostatic Formulation». *Amer. Meteor. Soc.*, **vol. 130**, p. 339-356.

Zwiers, F.-W., X. L. Wang, et J. Sheng, 2000. «Effects of specifying bottom boundary conditions in atmospheric GCM simulations». *J. Geophys. Res.*, **vol. 105**, p. 7295-7315.

Zwiers, F.-W., 1996. «Interannual variability and predictability in an ensemble of AMIP simulations conducted with the CCC GCM2». *Climate Dynamics*, **vol 12**, p. 825-847.